

ANNALI

DEL MUSEO CIVICO
DI STORIA NATURALE
DI FERRARA

14/15. 2011/12



Geologia e stratigrafia del settore della Val d'Adige fra Cortina all'Adige e Caldaro (Passo della Mendola): evoluzione tettono-sedimentaria di un bacino intra-piattaforma ladinico (Triassico Medio, Alpi Meridionali, Provincia di Bolzano)

Gian Luigi Trombetta* & Daniele Masetti**

* Piazzetta San Michele, 3/3 – 44121 Ferrara – e-mail: gianluigi.trombetta@libero.it

** Dipartimento di Scienze della Terra, via Saragat, 1
Università degli Studi di Ferrara – 44122 Ferrara

TROMBETTA G.L. & MASETTI D., 2012 - Geologia e stratigrafia del settore della Val d'Adige fra Cortina all'Adige e Caldaro (Passo della Mendola): evoluzione tettono-sedimentaria di un bacino intra-piattaforma ladinico (Triassico medio, Alpi meridionali, provincia di Bolzano). *Ann. Mus. civ. St. nat. Ferrara*, 14/15: 3-31.

La realizzazione di un rilevamento geologico in questo settore della Val d'Adige posto fra l'area dolomitica ed il settore delle Giudicarie, dove affiorano i depositi scuri bacinali sottilmente stratificati riferibili ai Calcari selciferi di Cortaccia (conosciuti in letteratura come "Scisti selciferi di Cortaccia" di Fuganti e Venzo, 1965) è finalizzato ad una migliore comprensione dei rapporti stratigrafici con le coeve unità di piattaforma circostanti (Formazione dello Sciliar). L'interesse verso questa unità litostratigrafica è legato al buon contenuto in sostanza organica (TOC) che la rende una potenziale roccia madre fra le più interessanti nel panorama delle Alpi Meridionali.

Le relazioni fra le successioni di piattaforma carbonatica della Formazione dello Sciliar ed depositi bacinali dei Calcari selciferi di Cortaccia evidenziano un assetto geologico caratterizzato da un piccolo bacino intra-piattaforma coevo dei bacini Ladinico inferiori delle Dolomiti Occidentali.

La geometria del bacino è caratterizzata da una rampa relativamente poco inclinata, posta al lato meridionale del bacino, dove i depositi di scarpata si interdigitano con i depositi bacinali; sul lato opposto, a nord, il limite del bacino è marcato da una scarpata di faglia dove si accumularono depositi caotici di breccie. Questo bacino sedimentario viene interpretato come un *semi-graben* asimmetrico e costituisce una novità nel panorama dei coevi modelli piattaforma/bacino delle Dolomiti occidentali (BOSELLINI, 1984), dominati da dinamiche aggradazione/progradazione, controllate principalmente dalle variazioni eustatiche; viceversa, il Bacino di Cortaccia si può accostare ad altri modelli proposti per il Triassico delle Alpi Meridionali dove il controllo e l'evoluzione è legato ad una attiva tettonica sin-sedimentaria (MASETTI & NERI, 1980; MASETTI & TROMBETTA, 1998; TROMBETTA & BOTTONI, 1993).

Parole chiave: tettonica sin-sedimentaria, Ladinico, faglie distensive, Val d'Adige, bacino intra-piattaforma, sedimenti anossici.

TROMBETTA G.L. & MASETTI D., 2012 - Geology and stratigraphy in the Adige Valley between Cortina all'Adige and Caldaro (Passo della Mendola): tectono-sedimentary evolution of a ladinian intra-platform basin (Middle Triassic, Southern Alps, Provincia di Bolzano). *Ann. Mus. civ. St. nat. Ferrara*, 14/15: 3-31.

Aim of this paper has been the geological mapping of an Adige Valley sector (Southern

Alps) located between the Dolomitic area and Giudicarie sector, where outcrops the dark fine-bedded layers of the Calcarei selciferi di Cortaccia formation (known in scientific literature as “Scisti selciferi di Cortaccia” di Fuganti e Venzo, 1965). The interest on this lithostratigraphic unit is linked to its good organic matter content (TOC) which makes it an interesting source rock of the Southern Alps.

The relationships between the inner carbonate platform succession (Sciliar Dolomite) and the coeval deposits (Calcarei selciferi di Cortaccia) showing a geological setting characterized by a small intra-platform basin coeval to the lower Ladinian Dolomite basins. The basin geometry is characterized by a gentle ramp, at the southern side, where the basin deposits are interfingered with the clinostratified breccia bodies; on the other hand, the northern side is marked by an abrupt scarp fault with the chaotic breccia deposition. This basin explained as an asymmetric semi-graben represents a new model for the coeval platform/basin systems of the Dolomitic area (Pale di S. Martino, Pale di S. Lucano, Catinaccio/Rosengarten, Marmolada, Cenera, Settsass, Sass da Stria, Latemar) which shows connections with other systems of the Southern Alps Triassic geological records (Masetti & Neri, 1980; Trombetta & Bottoni, 1993).

Key words: syn-sedimentary tectonic, Ladinian, normal fault, Adige Valley, intra-platform basin, anoxic sediments.

Premessa

Questo lavoro rappresenta parte di un più ampio progetto di collaborazione fra l'università e l'industria, poi sfociata in una convenzione fra l'ENI/AGIP e l'allora Dipartimento di Scienze Geologiche e Paleontologiche dell'Università di Ferrara, finalizzata allo studio delle caratteristiche naftogene delle successioni mesozoiche dell'area giudicariense e valsuganese, svoltasi fra il 1998 ed il 2000. Nel progetto si stabilì, fra i vari temi da perseguire, di verificare le potenzialità dei cosiddetti “scisti selciferi di Cortaccia” noti in letteratura (Venzo & Fuganti, 1965) ma sui quali mancavano studi stratigrafici recenti. Una volta accertato l'interesse di questa unità stratigrafica si decise di effettuare un rilevamento geologico dell'area della Val d'Adige compresa fra Cortina all'Adige, a sud, e circa il Lago di Caldaro a nord (Fig. 1) per definire i rapporti con le altre unità sia in senso verticale e sia orizzontale, cioè i rapporti di eteropia con le formazioni coeve (Formazione dello Sciliar). Il rilevamento condotto parallelamente ad dettagliato lavoro stratigrafico-sedimentologico, oggetto di un altro contributo (Masetti & Trombetta, *in press*), ha consentito di

proporre per il sistema deposizionale Formazione dello Sciliar (piattaforma e *slope*) /Calcarei selciferi di Cortaccia (bacino) un inedito modello controllato da una tettonica sin-deposizionale ladinica completamente differente dalle coeve piattaforme pre-vulca-

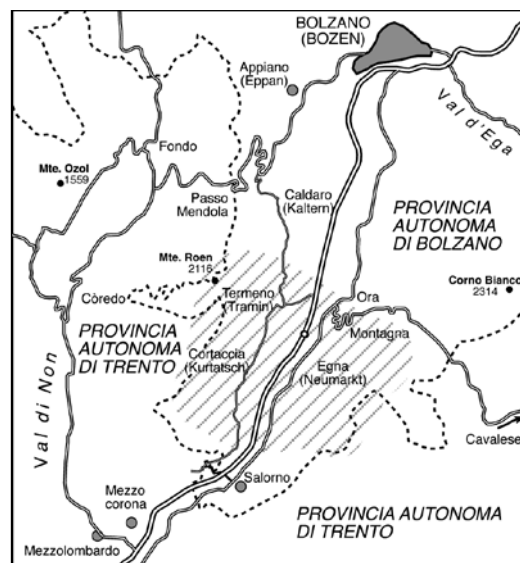


Fig. 1 – Ubicazione geografica dell'area oggetto di studio posta lungo la Val d'Adige fra Cortina all'Adige, a sud, e Caldaro a nord.

niche delle Dolomiti occidentali (Catinaccio/Rosengarten, Marmolada, Latemar, Civetta/Monte Alto di Pelsa, ecc.).

Per la realizzazione della carta geologica in oggetto (Figg. 2 & 3) tutti gli sforzi ed attenzioni sono stati concentrati sullo studio

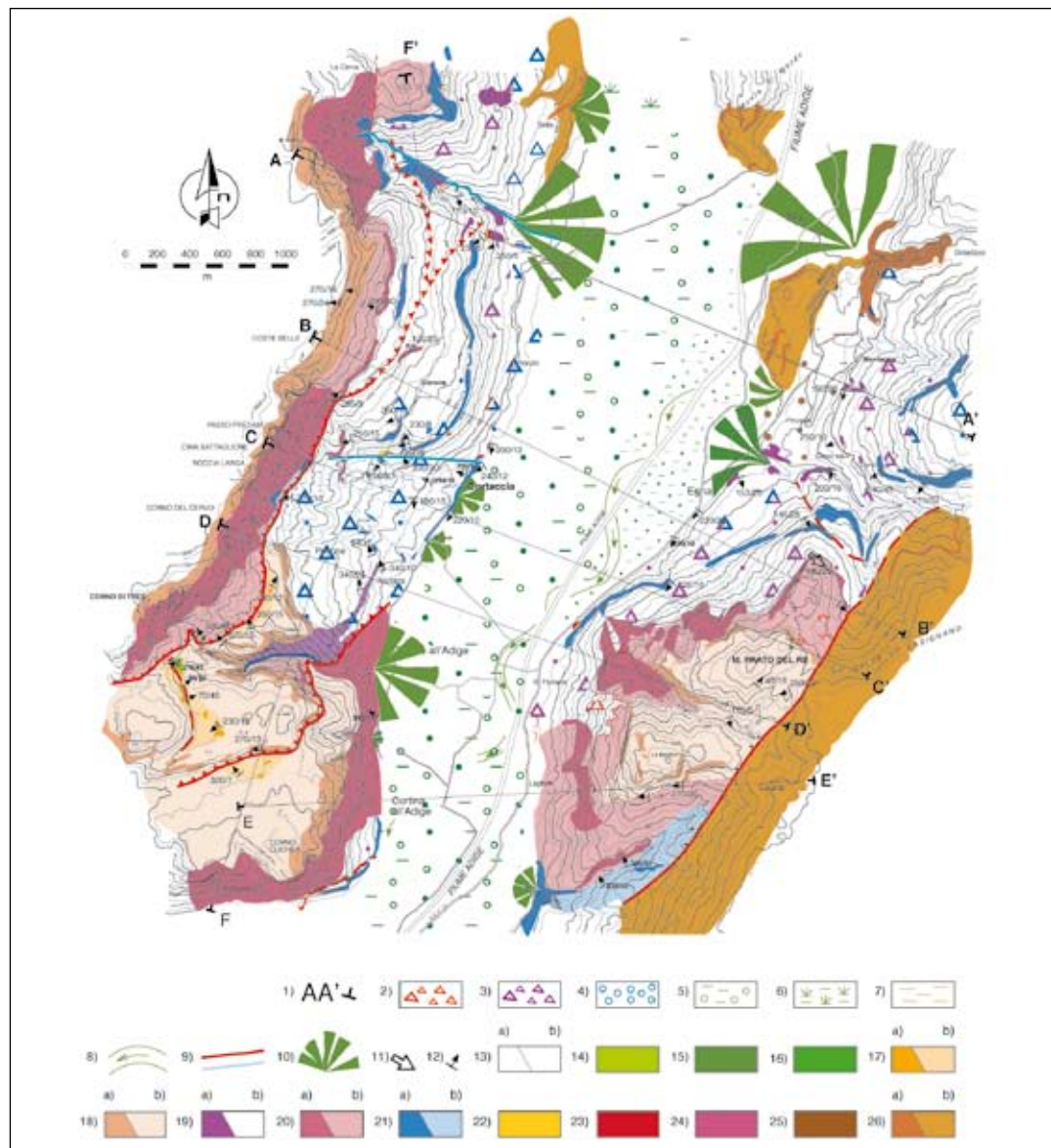


Fig. 2 – Carta geologica della Val d'Adige nel settore compreso fra Cortina all'Adige e Caldaro. Legenda: 1) traccia profilo; 2) detrito di versante attivo; 3) detrito di versante stabilizzato; 4) deposito morenico; 5) deposito alluvionale; 6) deposito palustre; 7) eluvium; 8) paleoalveo; 9) faglie e paleofaglie; 10) conoidi alluvionali; 11) clinoformi; 12) giaciture; 13) a) affioramento, b) interpretazione; 14) Scaglia Rossa; 15) Scaglia Variiegata; 16) Maiolica; 17) Rosso Ammonitico Veronese; 18) unità dolomitica indifferenziata; 19) Calcarei selciferi di Cortaccia; 20) Formazione dello Sciliar; 21) Formazione di Contrin; 22) Calcare di Morbiac; 23) Conglomerato di Richthofen; 24) Formazione di Werfen; 25) Formazione a Bellerophon e Arenarie di Val Gardena; 26) Ignimbriti Riolitiche.

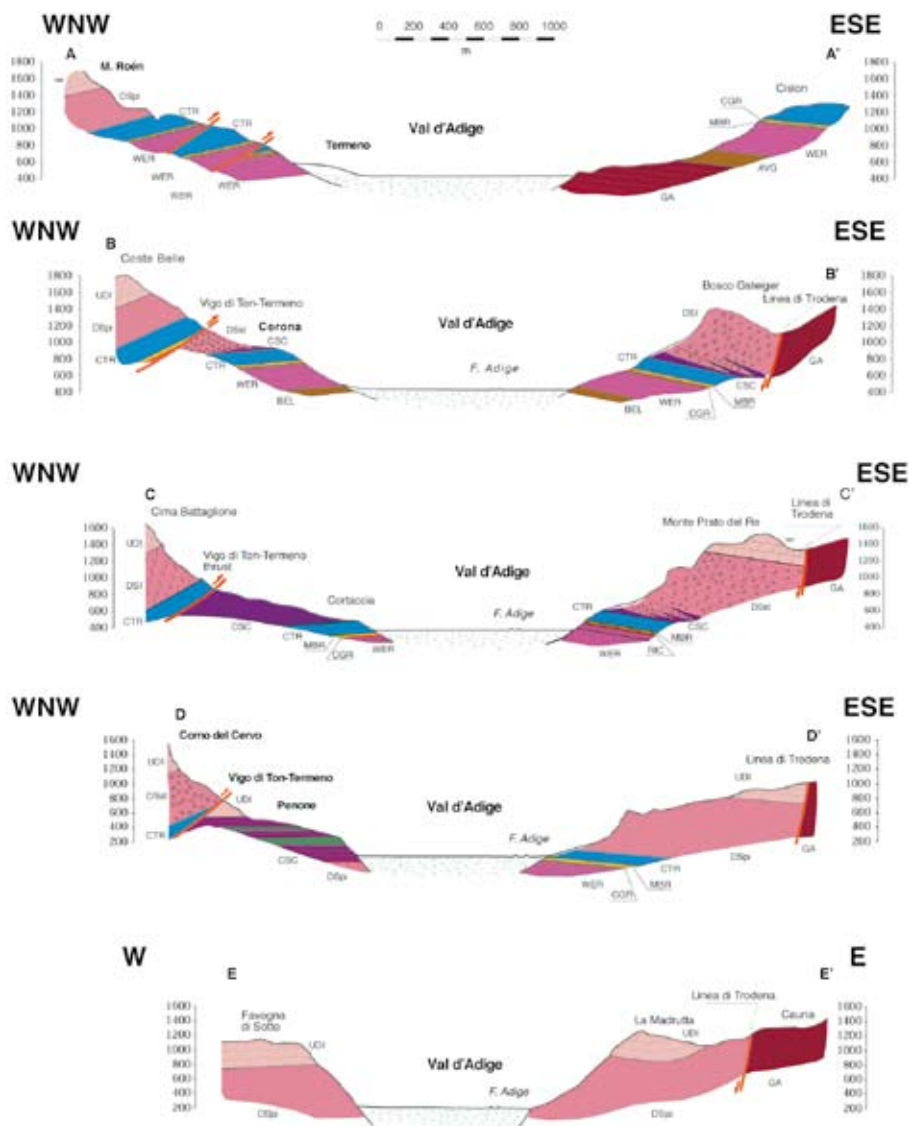


Fig. 3 – Profili geologici trasversali alla Valle dell'Adige (da A-A' ad E-E'). Notare la continuità laterale delle unità stratigrafiche ai due lati della valle ed i raccordi tettonici presenti sul versante idrografico destro (ovest) dovuti ai sovrascorrimenti di Vigo di Ton – Termeno. Il profilo F-F' (N-S) mostra il buon grado di conservazione del bacino intra-piattaforma medio triassico.

Legenda: GA: ignimbriti riolitiche; BEL: Formazione a Bellerophon; WER: Formazione di Werfen, CGR: Conglomerato di Richthofen; MBR: Calcere di Morbiac; CTR: Formazione di Contrin; CSC: Calcarei selciferi di Cortaccia; DSI: Formazione dello Sciliar (piattaforma interna); DSI: Formazione dello Sciliar (depositi di slope); UDI: unità di piattaforma indifferenziata (Dolomia Principale e Calcarei Grigi).

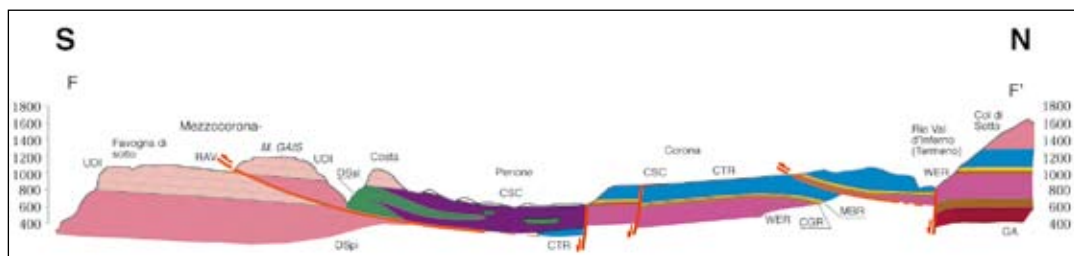


Fig. 3b – Profilo geologico a direzione circa N-S lungo il versante idrografico destro della Val d'Adige, fra Favogna (Cortina all'Adige) ed il Col di Sotto (Termeno).

delle successioni sedimentarie ed alla tettonica sin-deposizionale, tralasciando volutamente l'interesse verso i depositi quaternari presenti nell'area anche con volumetrie rilevanti e suddivisi per tipologia in conoidi detritici, depositi morenici legati alle fasi glaciali dell'Adige, depositi alluvionali di fondo valle (Valle dell'Adige) e depositi di versante che orlano le varie creste montuose. La base topografica della carta geologica è stata ottenuta dall'unione delle tavolette IGM alla scala 1:25.000 (Cavareno 010 III – SE, Caldaro 010 II – SE, Tres 021 IV – NE, Egna 021 I - NE), opportunamente ridisegnate e semplificate fino ad ottenere una rappresentazione finale alla scala 1:90.000. La carta topografica ottenuta presenta una equidistanza fra le isoipse di 50 m.

L'area del rilevamento ricade all'interno del Foglio CARG – PAT Mezzolombardo alla scala 1:50.000 (Foglio 043) in via di pubblicazione da parte del Servizio Geologico Italiano.

Introduzione

La zona della Val d'Adige compresa fra Trento e Bolzano è caratterizzata dall'affioramento di imponenti pareti dolomitiche di età triassica che raramente hanno catalizzato l'attenzione di geologi e, più in generale, di studiosi delle Scienze della Terra attirati, invece, dalle più spettacolari montagne delle vicine Dolomiti. Durante l'Anisico superiore ed il Ladinico inferiore la paleogeografia

dell'area corrispondente alle attuali Dolomiti (Fig. 4) era costituita da edifici di piattaforma carbonatica (*build-ups*), dello spessore di circa 1000 m (Formazione dello Sciliar), separati da aree bacinali anossiche (Formazione di Livinallongo/Buchenstein) in cui i depositi di risedimentazione erano molto limitati. Le piattaforme carbonatiche di questo periodo geologico attualmente formano alcune fra le più spettacolari e famose montagne dell'intero arco alpino: il Catinaccio/Rosengarten, lo Sciliar, il Sass da Putia, i Colli Alti di Marebbe e Braies, il Popera e i

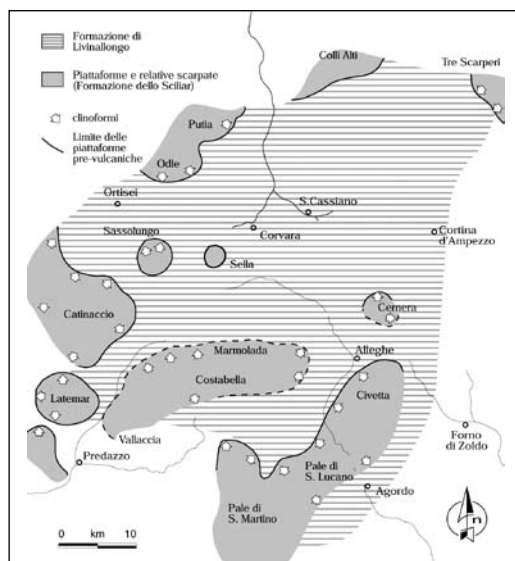


Fig. 4 – Carta paleogeografica del Ladinico inferiore delle Dolomiti Occidentali (ridisegnata da Bosellini, 1984; 1989).

Tre Scarperi, il Monte Alto di Pelsa, il Cernera, le Pale di San Lucano – Pale di San Martino, il Gruppo Marmolada – Costabella, il Monte Agnello ed il massiccio del Latemar (Fig. 4). La maggior parte dei volumi degli edifici di piattaforma carbonatica qui citati sono costituiti da depositi di brecce e megabrecce clinostratificate progradanti sulle antistanti aree bacinali (MOJSISOVICS, 1879; BOSELLINI, 1984), mentre le aree di piattaforma interna (*back-reef*) sono spesso assenti o, comunque, presenti con volumi molto ridotti. In questo articolato quadro paleogeografico le monotone successioni di cicli subtidali e peritidali affioranti lungo le pareti della Val d'Adige potrebbero rappresentare le aree stabili di piattaforma interna (*back-reef*) delle ripide scarpate progradanti sui bacini nell'area dolomitica. La monotonia delle successioni sedimentarie triassiche della Val d'Adige sta', probabilmente, alla base dello scarso interesse scientifico per l'area oggetto del presente lavoro; i lavori più recenti a carattere stratigrafico si devono a VENZO & FUGANTI (1965), RINALDO & JADOUL (1992), mentre quelli a carattere strutturale sono di PROSSER & SELLI (1991).

Assetto tettonico

La zona considerata si colloca all'intersezione fra la Val d'Adige e l'alta Val di Non (Fig. 5), un settore del Sudalpino interessato da numerosi sovrascorrimenti a direzione NE-SW legati alla vicina Linea delle Giudicarie Nord; quest'ultima interpretata come una delle strutture più importanti collegata alla Linea Insubrica che avrebbe portato il basamento Austroalpino a contatto con il basamento e le coperture delle Alpi Meridionali. L'evoluzione alpina della Linea delle Giudicarie Nord e delle aree limitrofe è stata oggetto di numerose interpretazioni. Secondo alcuni autori la linea delle Giudicarie Nord avrebbe dislocato il lineamento insubrico originariamente rettilineo con uno scivolamento orizzontale avvenuto nel Miocene e stimato in 80 km (TREVISAN, 1938; DE SITTER, 1956; LAUBSCHER, 1971; 1990; OGNIBEN,

1986). Altre interpretazioni strutturali attribuiscono alla Linea delle Giudicarie una cinematica da prevalente sforzo normale (VECHIA, 1957; BONI, 1964, 1981; VAN BEMMELEN, 1966; CASTELLARIN & SARTORI, 1980). Una ipotesi alternativa attribuisce alla tettonica del Cretacico superiore (evento eo-alpino) buona parte della trascorrenza sinistra della Linea delle Giudicarie Nord (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987). Secondo questa interpretazione gli eventi compressivi miocenici si sarebbero adattati su un arco orogenico già sviluppato. CASTELLARIN *et al.* (1988), infine, individuano tre eventi tettonici lungo il sistema delle Giudicarie. In particolare, il secondo, di età Serravalliano-Tortoniana sarebbe il responsabile dei movimenti sinistri, mentre il terzo di probabile età Messiniana, avrebbe determinato la formazione dei sovrascorrimenti est-vergenti.

Le strutture principali

Studi relativamente recenti focalizzati sull'assetto tettonico dell'area di studio sono stati condotti da ricercatori di scuola bolognese (PROSSER & SELLI, 1991) che hanno analizzato la cinematica dei principali lineamenti riconosciuti ed avanzato una proposta di ricostruzione palinspastica dell'area (Fig. 5).

Nella figura sono rappresentati i principali lineamenti che hanno controllato la complessa evoluzione tettono-sedimentaria di questo settore della Val d'Adige, posto a cavallo fra il Bacino Lombardo e la Piattaforma di Trento. Qui di seguito vengono brevemente illustrate le caratteristiche di queste strutture tettoniche.

La Linea delle Giudicarie Nord

La Linea delle Giudicarie Nord è una grande faglia inversa (con componente di movimento orizzontale) inclinata di circa 45-50° che porta il basamento Austroalpino sopra la copertura delle Alpi Meridionali. La scistosità del basamento, in prossimità della faglia tende ad essere subparallela o tagliata a basso angolo dal contatto tettonico. Allontanandosi dalla linea, la scistosità è inte-

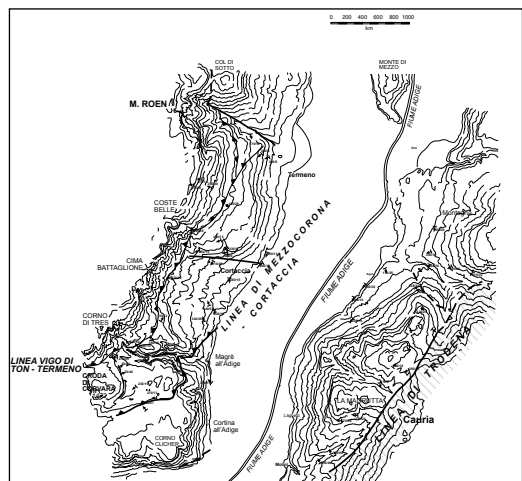
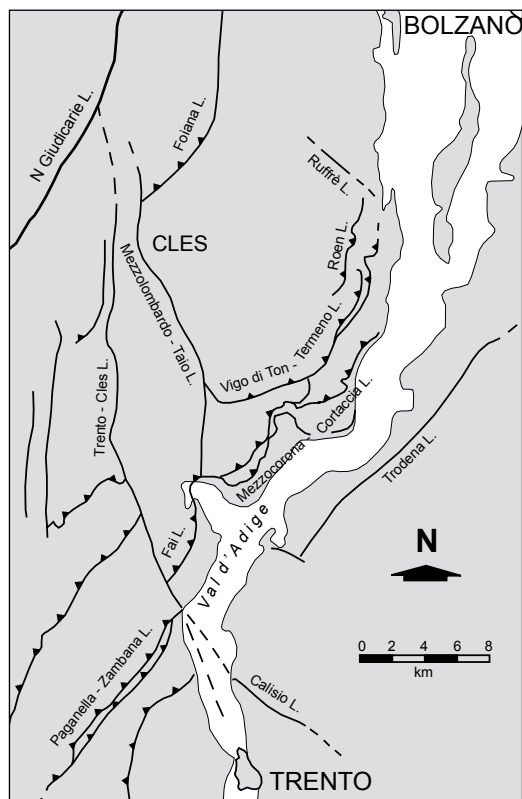


Fig. 5 – a) Schema tettonico dell'area della Val d'Adige fra Trento e Bolzano (da Prosser & Selli, 1991). b) Carta topografica dell'area studiata con i principali lineamenti tettonici. 1) Vigo di Ton – Termeno; 2) Linea Mezzocorona – Cortaccia; 3) Linea del Rio di Val Molino; 4) Linea di Cortaccia; 5) Linea di Magrè all'Adige; 6) Linea di Trodena.

ressata da un complesso sistema di pieghe descritte come *schlingen* dagli autori precedenti (ANDREATTA, 1948). Queste strutture derivano probabilmente dalla sovrapposizione di due fasi plicative, con figure di interferenza tipo “duomo e bacino”. A NW la struttura del Basamento è caratterizzata da più sistemi di pieghe quasi coassiali orientate NE-SW.

Linea Trento-Cles

La successione sedimentaria presente nel “*footwall*” della Linea delle Giudicarie Nord è delimitata verso est, da un sistema di faglie ad apparente carattere distensivo, ad orientazione NNE-SSW, che rappresentano la prosecuzione settentrionale della Linea Trento-Cles. Nella porzione più settentrionale dell'area (nord della Valle di Bresimo) la linea delle Giudicarie Nord e la linea Trento-Cles sono molto ravvicinate e la copertura sedimentaria è conservata all'interno di una scaglia tettonica compresa tra il basamento, ad ovest, e le coperture permo - scitiche ad est. A sud della Valle di Bresimo, lo spazio tra le faglie si allarga, in quanto la Linea Trento-Cles assume una orientazione N-S. Questa linea rappresenta un'importante struttura sinsedimentaria che ha controllato facies e spessori durante l'intervallo Norico-Giurassico inferiore: ad est di questo lineamento i Calcari Grigi sono completamente assenti ed il Rosso Ammonitico o il Biancone poggiano direttamente sopra alla Dolomia Principale. Inoltre le varie formazioni triassiche subiscono una netta riduzione di spessore. La linea Trento-Cles doveva quindi rappresentare un importante lineamento paleotettonico tra il Triassico superiore ed il Giurassico. L'originario sistema di faglie è però stato fortemente riattivato ed invertito dalla tettonica neogenica e le geometrie originarie non sono più facilmente riconoscibili. Lungo lo stesso fascio, una faglia con piano di movimento inclinato di circa 50° separa il Flysch insubrico ad ovest, dai Calcari Grigi ad est. La presenza di blocchi di Calcari Grigi nella parte inferiore del Flysch suggerisce l'ipotesi che si tratti di una faglia diretta del Cretaceo superiore, parzialmente riattivata come faglia inversa durante la tettonica neogenica.

Linea di Foiana

Rappresenta un'importante faglia a carattere transpressivo sinistro con piano ad alto angolo ($45-50^\circ$) orientato mediamente NNE-SSW. Nella parte più settentrionale la Linea di Foiana presenta una orientazione quasi N-S e mette a contatto le vulcaniti permiane, ad ovest, con i terreni sedimentari mesozoici ad est (Figg. 2, 3 & 6). Lungo il fascio di faglie sono conservate scaglie tettoniche di sedimenti triassici inferiori e permiani fortemente deformati. A sud di Castelfondo (Traversara), la Linea subisce una ondulazione che la porta ad assumere direzione NE-SW. In questa zona la faglia

attraversa terreni triassici, e mentre a tetto si sviluppa una ampia rampa frontale, a letto le lineazioni danno origine ad una imponente fascia cataclastica che caratterizza tutto il fianco orientale del Monte Ozol. In prossimità dell'ondulazione parte della compressione si trasferisce verso sud mediante faglie minori orientate NE-SW e il piano principale di movimento immerge verso sud sotto le coperture sedimentarie tanto che, nella parte meridionale, nei pressi di Revò, la Linea di Foiana si evidenzia come piega per propagazione di faglia con una ampia anticlinale a tetto e una blanda sinclinale (la conca terrazzata della Valle di Non) a letto.

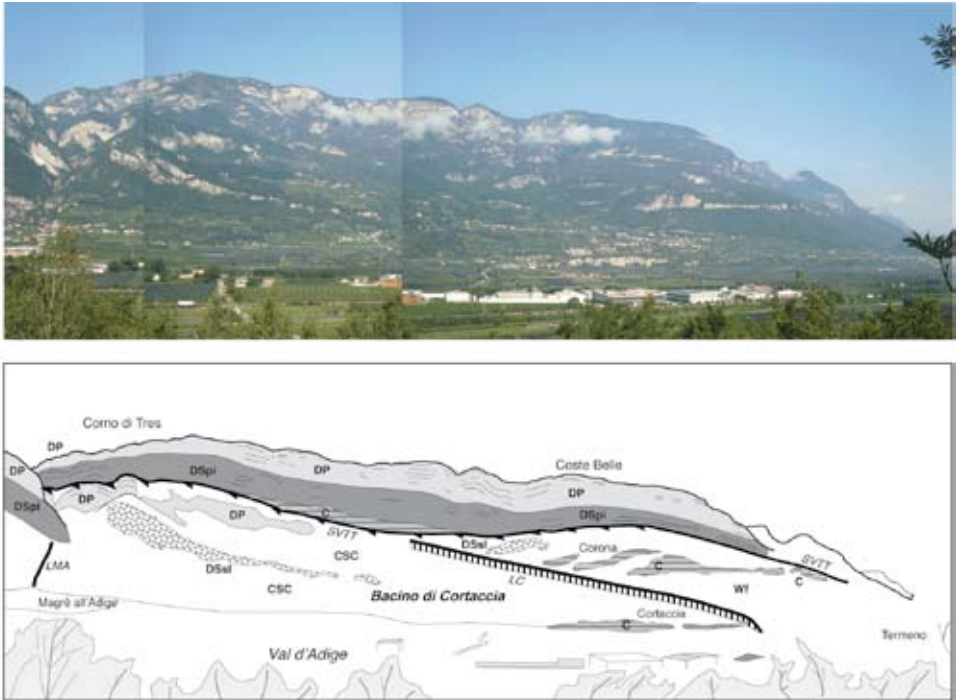


Fig. 6 – Panoramica del bacino di Cortaccia. Notare la continuità della sottile parete della Formazione di Contrin ribassata tettonicamente dalle faglie distensive medio-triassiche (faglia di Cortaccia), mentre al margine sud (sx nella foto) del bacino sono conservati corpi clinostratificati di *slope*, formati da doloareniti e doloruditi. Legenda:

LMA = Linea di Magrè all'Adige; LC = Linea di Cortaccia; SVTT = Sovrascorrimento Vigo di Ton Termeno; WER = Formazione di Werfen; C = Formazione di Contrin; DSpi = Formazione dello Sciliar (piattaforma interna); DSsl = Formazione dello Sciliar (depositi di *slope*); CSC = Calcari selciferi di Cortaccia; DP = Dolomia Principale.

Linea di Ruffrè

È una faglia ad alto angolo (immersione media circa 70°) orientata NE-SW a carattere trascorrente con più fasi di riattivazione ed inversione del movimento. Questa struttura, molto probabilmente, rappresenta il trasferimento in rampa laterale del sovrascorrimento del Monte Roen e, più in profondità, di quello Vigo di Ton - Termeno. La Linea di Ruffrè è parallela e dovrebbe avere lo stesso significato della Linea del Monte Campana, sita poco più a sud.

Linea di Trodena

Anche questa è una faglia ad alto angolo (70°-80°), a direzione N40°-45° E, a carattere distensivo che separa le unità di

piattaforma carbonatica del Triassico medio e superiore, ad ovest, dalle Ignimbriti Riolitiche della Piattaforma Porfirica atesina ad est (Figg. 2 & 3).

Strutture Triassiche

Il rilevamento geologico condotto parallelamente alla misurazione delle varie successioni stratigrafiche ha consentito di evidenziare marcate variazioni laterali, negli spessori e nelle facies, di alcune unità sedimentarie che possono essere spiegate attribuendo ad alcuni lineamenti un'attività triassica. Lungo il versante idrografico destro della Val d'Adige, i lineamenti ai qua-



Fig. 7 - Corpi clinostratificati di *slope* nella Formazione dello Sciliar. Apprezzabile l'angolo di *downlap*, stimabile in 20°-25°, fra i depositi di *slope* e la sottostante piattaforma carbonatica della Formazione di Contrin, annegata e ricoperta dai depositi bacinali della Formazione di Livinallongo. Località Montagna.

li viene qui attribuita un'attività di tettonica sin-sedimentaria triassica sono, da nord verso sud, i seguenti (Figg. 3, 4, 5 & 6):

a) Linea di Rio di Val Molino, b) Linea di Cortaccia, c) Linea di Magrè all'Adige.

a) Linea di Rio di Val Molino

Una faglia rettilinea a direzione N60°W e leggera immersione verso S30°W che separa il Col di Sotto dalla zona di Corona – Coste Belle e che avrebbe agito come faglia distensiva triassica consentendo la deposizione di limitati spessori dei Calcarei selciferi di Cortaccia nel settore sud (Corona) mentre a nord di tale lineamento sarebbe continuata le condizioni di piattaforma carbonatica con la deposizione della Dolomia dello Sciliar (piattaforma interna) in continuità sulla sottostante Formazione di Contrin.

b) Linea di Cortaccia

Una faglia a direzione E – W ed immersione meridionale, sempre a carattere distensivo, il cui effetto più evidente è la dislocazione della Formazione di Contrin che appare ribassato tettonicamente di alcune centinaia di metri (Fig. 6). Questo lineamento appare suturato dalla Linea Vigo di Ton – Termeno, disposto secondo direzioni giudicariensi. Il rilevamento e la misurazioni di notevoli spessori di depositi bacinali triassici e la presenza di notevoli volumi di brecce sedimentarie (Calcarei selciferi di Cortaccia) consentono di attribuire a tale linea un'età triassica, in pratica, la faglia di Cortaccia sarebbe stata la “soglia” principale fra le successioni di piattaforma, a nord, e quelle bacinali a sud.

c) Linea di Magrè all'Adige

Anche questo è una faglia a direzione E - W, localizzata nell'incisione fra la zona di Costa (ad est del Corna di Tres, vedi allegato), a nord, ed il Monte Gais (Favogna di sopra) a sud (Fig. 2 & 3). L'identificazione di questo lineamento e la sua attribuzione al triassico è legata alla differenza di facies dei depositi rilevati ai suoi due opposti lembi: a sud, la successione di piattaforma interna della Formazione dello Sciliar continua fino alla

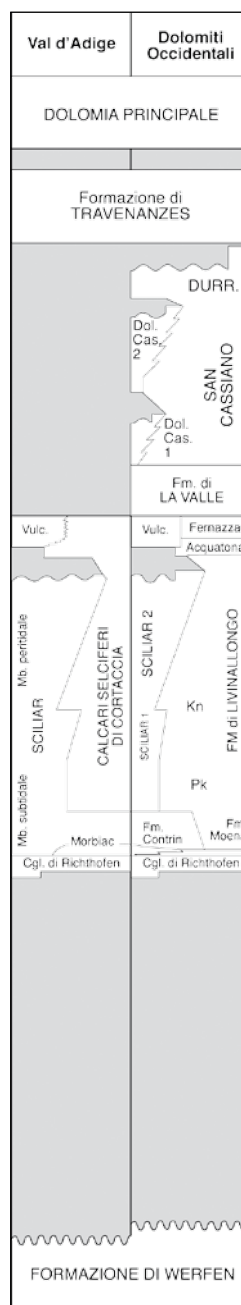


Fig. 8 - Schema di correlazione cronostratigrafica fra la successione sedimentaria della Val d'Adige e le Dolomiti Occidentali. Notare l'assenza in Val d'Adige della gran parte delle sequenze anisiche e carniche che rendono la successione triassica di quest'area più lacunosa rispetto alle aree limitrofe.

sovastante successione di Dolomia Principale, separate comunque da una importante superficie di discordanza regionale (autori vari, vedi Masetti & Trombetta, *in press*); a nord sono stati qui riconosciuti potenti accumuli di dolareniti e doloruditi clinostratificate che rappresentano i depositi di scarpata raccordanti le facies di retroscogliera, tipiche della Formazione dello Sciliar (Fig. 7).

Stratigrafia

La nomenclatura stratigrafica adottata nel presente lavoro tiene conto e si adegua alla recente revisione effettuata nell'ambito dei rilevamenti CARG del Foglio 026 Appiano (AVANZINI *et al.*, 2007) e del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo (NERI *et al.*, 2007).

La successione permo-triassica inferiore affiorante in questo settore della Val d'Adige è assai simile a quella affiorante nelle contigue Dolomiti occidentali ai cui modelli pertanto si fa riferimento (Fig. 8); la differenza più marcata rispetto alle successioni dell'area dolomitica è la completa assenza per lacuna della Formazione a Bellerophon. Ancora, il confronto fra le due aree mette in evidenza l'estrema condensazione e lacunosità delle successioni medio triassica della Val d'Adige rispetto a quella classica delle Dolomiti Occidentali (Fig. 8).

Si ricorda che, per brevità, il termine Val d'Adige qui usato, serve ad indicare esclusivamente quel segmento della valle, compreso tra Cortina all'Adige e Termeno, in parte rilevato alla scala 1:10.000, ma per ragioni di sintesi, qui presentato alla scala 1:90.000 analizzato nell'ambito di questa ricerca.

In quest'area infatti, al pari delle Dolomiti Occidentali, sembra rappresentata solamente l'ultima sequenza anisica tra tutte quelle riconosciute da DE ZANCHE *et al.* (1992; 1993) e da GIANOLLA *et al.*, (1998) nelle aree del Piz da Peres/Dolomiti di Braies e di Recoaro, costituita dal Conglomerato di Richthofen che si sovrappone alla superficie di discordanza illirica, dai Calcari di Morbiac e dalla Formazione di Contrin/Formazione dello Sciliar. Lo schema dei rapporti stratigrafici (Fig. 8)

evidenzia, inoltre, che, a differenza delle Dolomiti Occidentali, la Val d'Adige risulta caratterizzata dalla mancanza di gran parte della successione carnica corrispondente alla deposizione delle potenti piattaforme cassiane, di cui il Gruppo del Sella è sicuramente la più nota esponente. Qui la Formazione di Travenanzes, o, in sua mancanza, addirittura la Dolomia Principale, si sovrappone direttamente alle dolomie ladiniche attraverso una evidente superficie di discordanza che si può facilmente seguire sul fondo valle tra Trento e Magrè (Fig. 9). Viceversa, nella successione medio-triassica di larghi settori della Val di Non sembrano essere rappresentate, anche se in forma incompleta e lacunosa, tutte le sequenze anisiche descritte per le Dolomiti di Braies. Al pari delle sottostanti, anche le unità del Trias superiore e del Giurassico della Val d'Adige risultano spesso lacunose; alla Dolomia Principale si sovrappone direttamente il Rosso Ammonitico (Dogger-Malm) od il Biancone (Cretaceo inf.) che essendo spesso completamente dolomitizzati non sono sempre facilmente distinguibili dalla sottostante successione triassica dolomitica. La descrizione della successione stratigrafica della Val d'Adige passa in rassegna le unità cartografate nella carta geologica realizzata per questo lavoro (Fig. 2) e che sono comprese tra Arenarie di Val Gardena e la Scaglia Rossa. Naturalmente le unità stratigrafiche di significato marginale rispetto al problema affrontato (le formazioni permiane e del Trias inferiore e quelle giurassico-cretaciche) hanno ricevuto una minore attenzione rispetto a quelle mediotriassiche (Formazione di Contrin, Formazione dello Sciliar, Calcari Selciferi di Cortaccia e Formazione di Travenanzes); tuttavia, per una più accurata trattazione delle varie unità stratigrafiche si rimanda ad un lavoro di revisione stratigrafica in via di definizione (MASETTI & TROMBETTA, *in press*).

Per la descrizione dei terreni dell'Anisico superiore ed il loro confronto con le Dolomiti Occidentali non affioranti lungo la Val d'Adige (Conglomerato di Richthofen e Calcari di Morbiac) si fa riferimento alla sezione del Monte Ozol, posta nell'alta Val di Non (Fig. 10).

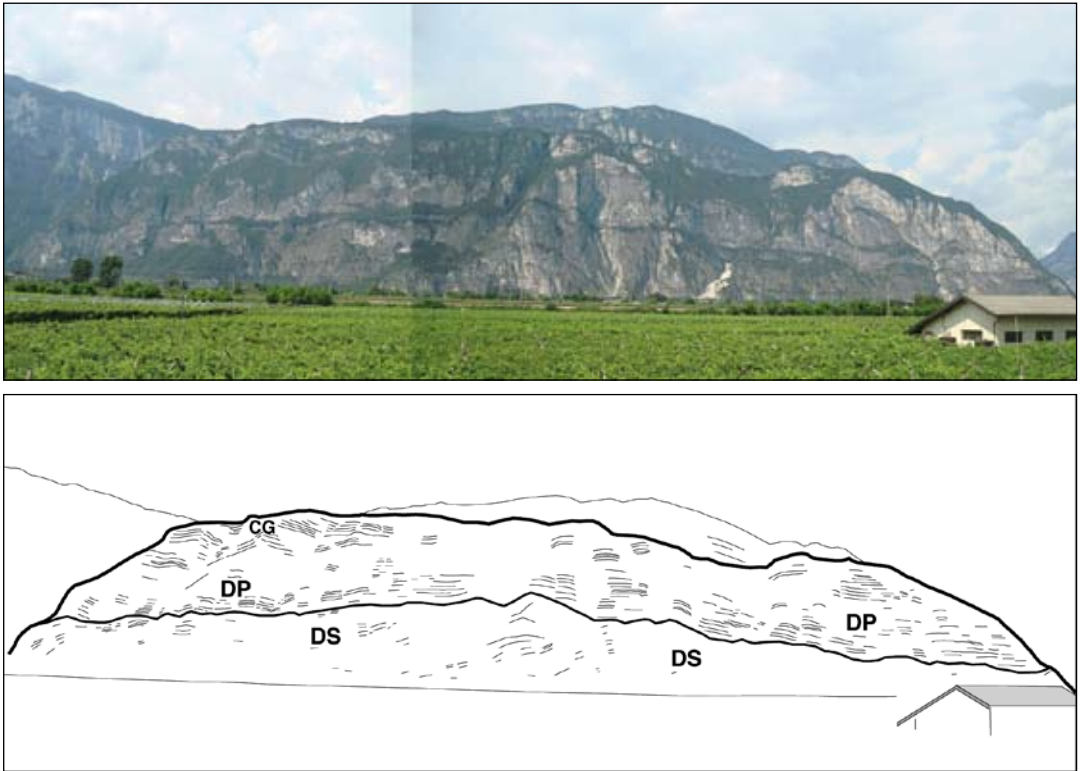


Fig. 9 - La superficie di discordanza corrispondente alla diretta sovrapposizione della Dolomia Principale (DP) dei Calcarei Grigi (CG) alle dolomie medio-triassiche, definite Formazione dello Sciliar (SC) in questo lavoro. E' probabile che la discordanza angolare chiaramente visibile sia una conseguenza di una originaria giacitura inclinata della successione sottostante secondo clinostrofizzazioni di *slope* e non di un *tilting* tettonico. Val d'Adige nei pressi di Mezzolombardo.

Conglomerato di Richthofen

Questa unità rappresenta il prodotto della fase di erosione illirica che ha portato alla profonda erosione di molte aree delle Dolomiti Occidentali; la corrispondente superficie erosionale rappresenta il limite inferiore dell'ultima sequenza deposizionale anisica (An 4 di DE ZANCHE *et al.*, 1993). Il Conglomerato di Richthofen, analogamente a quanto conosciuto nelle vicine Dolomiti occidentali, si sovrappone con contatto disconforme alla Formazione di Werfen od alla Formazione del Serla Inferiore con la completa lacuna delle sequenze anisiche inferiori. Tale superficie di discordanza anisica elide progressivamente i vari membri della Formazione di Werfen spostandosi dalla Val d'Adige verso

le Dolomiti occidentali dove, nell'area della Val Badia, il Conglomerato di Richthofen si sovrappone direttamente alla Formazione a Bellerophon (Dorsale Badioto-Gardenese; BOSELLINI, 1968).

Nell'area considerata questa unità è caratterizzata da litologie prevalentemente fini in cui dominano siltiti ed arenarie fini rosse, in strati di spessore decimetrico (Fig. 11). Sono talora presenti, alla base della formazione, livelli conglomeratici clasto-sostenuti di spessore decimetrico, a base erosiva, con ciottoli piatti (diametro max. 2 cm). Le litologie dei clasti sono in prevalenza rappresentate da calcareniti oolitiche o dolomie siltose provenienti dalla Formazione del Serla Inferiore e dai membri di San Lucano e di

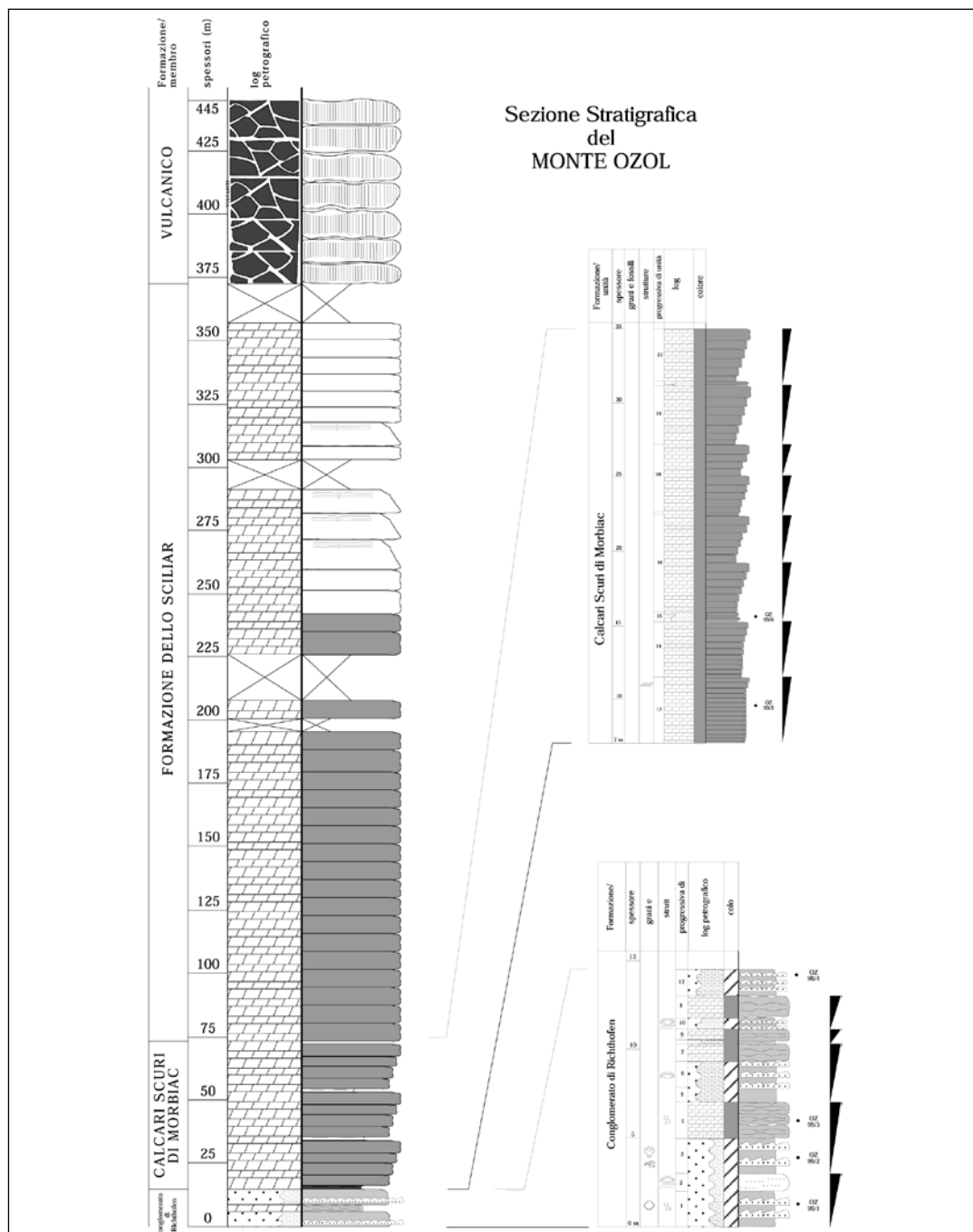


Fig. 10 – Sezione stratigrafica semplificata del M. Ozol. Le colonne a fianco evidenziano l'organizzazione interna del Conglomerato di Richthofen e dei Calcari di Morbiac. Notare come la porzione inferiore della Formazione dello Sciliar sia costituita da una monotona successione di dolomicriti subtidali scuri riferibili ad un ambiente più profondo e riparato rispetto all'equivalente membro inferiore subtidale affiorante in Val d'Adige.



Fig. 11 – Livelli di arenarie fini rossastre alternate a calcari marnosi e marne grigio-giallastre chiare riferibili al Conglomerato di Richthofen. Sezione del Monte Ozol.



Fig. 12 - Particolare delle alternanze di calcari marnosi e marne grigio-giallastre nel Calcare di Morbiac. Affioramento lungo la strada alla base del Monte Ozol.

Cencenighe della Formazione di Werfen.

Nell'area rilevata il Conglomerato di Richthofen affiora alla base del Rio di Val Molino ed ad ovest di Monte Prato del Re, entrambi lungo la Val d'Adige e rispettivamente in destra e sinistra idrografica. La sezione stratigrafica di riferimento per questa unità è quella del M. Ozol (Fig. 10), nell'Alta Val di Non. Lo spessore dell'unità è di circa 15 m. L'evoluzione verticale del Conglomerato di Richthofen è caratterizzata da una fase di ingressione marina che porterà all'instaurazione della sedimentazione carbonatica di piattaforma su tutta l'area della Val d'Adige e delle Dolomiti Occidentali.

Considerando che le facies grossolane del Conglomerato di Richthofen presenti nell'area dolomitica possono essere riferite ad un sistema fluvio-torrentizio poco confinato di ambiente semi-arido (DAL CIN, 1967), è possibile individuare l'organizzazione regionale dell'ambiente deposizionale di questa formazione. Lo scenario paleogeografico di questo momento ha come elemento caratterizzante l'emersione dell'area delle Dolomiti Occidentali a formare una sorta di isola solcata da brevi corsi d'acqua a carattere torrentizio che depositavano le facies grossolane della formazione. La fascia costiera che chiudeva ad occidente quest'area

emersa era rappresentata da quei depositi fini di ambiente marino marginale affioranti al Monte Ozol.

Calcare di Morbiac

Si tratta di una successione di età Illirico inferiore (DE ZANCHE *et al.*, 1993) che rappresenta la transizione verticale tra le facies tipicamente continentali del Conglomerato di Richthofen e le piattaforme carbonatiche che con l'Illirico superiore ricopriranno tutta l'area della Val d'Adige e delle Dolomiti Occidentali. Al pari del sottostante Conglomerato di Richthofen è possibile individuare una facies più interna e terrigena della formazione attestata Val d'Adige ed una più esterna e marina affiorante in Val di Non, nella sezione del Monte Ozol (Fig. 10).

Unità costituita in prevalenza da calcari marnoso-siltosi grigi (Fig. 12), in genere fortemente nodulari, istituita inizialmente nell'area agordina (PISA *et al.*, 1979) e rivista nell'area dolomitica (MASETTI & NERI, 1980) in sostituzione della denominazione di "Strati a *Dadocrinus gracilis*" (LEONARDI, 1967), è stata oggetto di recente revisione stratigrafica nell'ambito del recente Foglio Cortina d'Ampezzo (NERI *et al.*, 2007) che sostituisce i precedenti "Calcari scuri di Morbiac" (MASETTI & NERI, 1980).

In Val d'Adige, il Calcare di Morbiac raggiunge uno spessore massimo di 40-50 m e sono caratterizzati alla base da un livello di siltiti e argille grigio scure ricche di frustoli vegetali; alla base sono anche presenti livelli di arenarie e microconglomerati, in strati da 5 a 20-25 cm, a laminazione parallela o, localmente, *hummocky* e *ripple* da onda alternate a peliti grigie e a micriti più o meno marnose contenenti frequenti frustuli carboniosi. Ad esso si sovrappone una alternanza di calcari ed arenarie siltose di colore grigio-giallastro (Fig. 12), con *mud-cracks* e impronte di tetrapodi. Le facies subtidali sono costituite da *wackestones* e *packstones* bioclastici giallastri intensamente bioturbati. I livelli inter-sopratidali sono costituiti essenzialmente da siltiti e arenarie fini micacee grigio-nerastre; sono presenti anche livelli stromatolitici.

Verso l'alto aumentano progressivamente i depositi calcarei subtidali costituiti da *packstones* e *wackestones* bioturbati ad ostracodi, con crinoidi e brachiopodi. L'ambiente deposizionale è riferibile a fondali marini poco profondi e relativamente ossigenati in cui si alternavano la decantazione di fango carbonatico e/o terrigeno e, durante le mareggiate, la deposizione di calcareniti, siltiti e subordinate arenarie. L'evoluzione verticale della formazione è di tipo *fining-upward* in accordo con una progressiva riduzione degli apporti terrigeni grossolani e la definitiva scomparsa verso l'alto di microconglomerati, arenarie, siltiti e argille che indicano la graduale riconquista delle aree alimentatrici da parte del mare. La porzione superiore della formazione passa gradualmente alla Formazione di Contrin (e/o alla Formazione dello Sciliar) attraverso una diminuzione della componente argillosa secondo un andamento *shallowing-upward*.

Formazione di Contrin

Questa unità è stata originariamente istituita come Contrinkalk da OGILVIE GORDON E PIA (1940) per definire le successioni non dolomitiche note come "Oberer Sarldolomit" nelle

Dolomiti occidentali. In queste aree le "Oberer Sarldolomit" corrispondono alla Formazione di Contrin, che si interpone tra il tetto del Calcare di Morbiac e la base della Formazione di Livinallongo o la Formazione dello Sciliar. Gli "Oberer Sarldolomit" in PIA (1937) comprendono invece sia la Formazione del Serla Superiore che la Formazione di Contrin.

Questa unità è costituita da carbonati di piattaforma, prevalentemente subtidali, in parte coevi del Calcare di Morbiac e dei depositi bacinali della Formazione di Moena delle Dolomiti occidentali (MASETTI & NERI, 1980).

La zona di affioramento della Formazione di Contrin comprende l'area dolomitica e la Val d'Adige, dove presenta uno spessore variabile fra 50-60 m ad oltre 100 m. La Formazione di Contrin si sovrappone al Calcare di Morbiac e passa superiormente ai depositi bacinali dei Calcari selciferi di Cortaccia (località di Cortaccia, Corona, Montagna; Fig. 13).

Nel caso in cui la successione di piattaforma carbonatica che si sovrappone al Calcare di Morbiac non sia interrotta dall'anegamento corrispondente alla Formazione di Livinallongo e persista senza soluzione di continuità per gran parte del Ladinico fino alla Formazione di Travenanzes o alle



Fig. 13 - Il caratteristico bancone della Formazione di Contrin, qui costituita da una successione di dolomie subtidali in banchi tabulari di spessore metrico, su cui sorge l'abitato di Cortaccia, ben visibile nella foto.



Fig. 14 – Lamine stromatolitiche all'interno della Formazione di Contrin. Affioramento alla base della parete sulla quale poggia l'abitato di Cortaccia.

vulcaniti longobardiche, allora tutta questa successione di piattaforma, nella quale la distinzione tra le piattaforme anisiche e ladiniche risulta impossibile, viene riferita alla Formazione dello Sciliar.

Tale piattaforma persistente caratterizza il versante destro della Val d'Adige tra Trento ed il Passo della Mendola. La Formazione di Contrin é costituita da una successione monotona e senza apparente organizzazione interna di dolomie subtidali bioturbate chiare, dolomie subtidali a diplopore risedimentate (tempestiti) e, subordinate, dolomie stromatolitiche (Fig. 14).

Le informazioni sulla Formazione di Contrin derivano dallo studio delle sezioni stratigrafiche di Malga Cison, del Corno Bianco (MASETTI & TROMBETTA, *in press*) e da osservazioni effettuate sugli affioramenti ubicati in corrispondenza dell'abitato di Cortaccia.

La Formazione di Contrin non registra chiare tendenze evolutive verticali; minime sono anche le variazioni laterali di facies osservate, a testimonianza di un ambiente di piattaforma carbonatica subtidale relativamente uniforme che occupava l'area

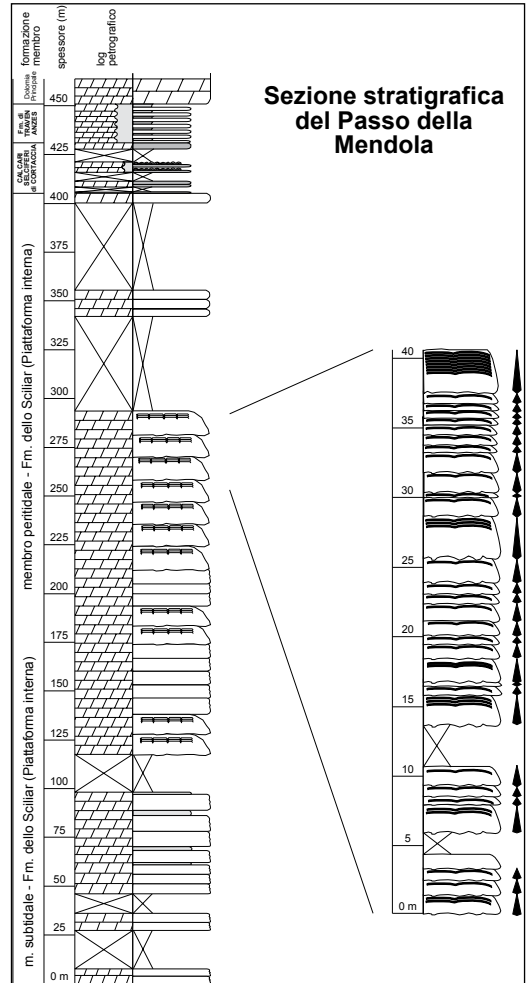


Fig. 15 - Sezione stratigrafica semplificata del Passo della Mendola costituita da una successione di cicli, a scala metrica, di piattaforma interna (*back-reef*) suddivisa in due membri sovrapposti: uno inferiore subtidale ed uno superiore peritidale. Nella colonna a destra è riportato un ingrandimento della porzione superiore del membro peritidale superiore: si noti l'andamento *thinning-upward* e *shallowing-upward* della piattaforma della Formazione dello Sciliar.

corrispondente all'attuale Val d'Adige ed a buona parte delle Dolomiti Occidentali.

Formazione dello Sciliar

Questo termine formazionale è ampiamente utilizzato nell'area dolomitica per indicare alcune delle montagne più famose come lo Sciliar/Alpe di Siusi, Rosengarten/Catinaccio, Marmolada, Monte Alto di Pelsa (Gruppo del Civetta), le Pale di San Martino, Latemar, ecc.; più precisamente, questo termine è stato utilizzato per indicare le facies di scarpata delle piattaforme pre-vulcaniche. L'estensione della Formazione dello Sciliar alle monotone successioni di piattaforma interna della Val d'Adige si deve ai recenti rilevamenti condotti nell'ambito dei fogli Ap-piano e Mezzolombardo del progetto CARG - PAT alla scala 1:50.000 (AVANZINI *et al.*, 2007; PICOTTI *et al.*, *in press*). Tale unità consiste di una successione di dolomie stratifi-



Fig. 16 – Monotona successione di dolomie subtidali scure costituenti la parte medio inferiore della sezione del M. Ozol.

cate, potente circa 400 m nella sezione-tipo, comprese tra il Calcare di Morbiac a letto e le vulcaniti mediotriassiche o la Formazione di Travenanzes a tetto, la cui evoluzione è avvenuta in esclusive condizioni di piattaforma carbonatica. Dal punto di vista paleoambientale, questa unità può essere in gran parte riferita al *back-reef* che stava alle spalle delle dolomie prevalentemente clinostatificate di *slope* (Formazione dello Sciliar) affioranti nelle Dolomiti Occidentali. La sezione tipo di questa nuova unità è stata misurata e de-



Fig. 17 – Panoramica del versante orientale della Val d'Adige (Monte Prato del Re – Cima La Madrutta) presso Egna. Visibile la Formazione di Contrin (C) che forma una caratteristica paretina che immerge verso sud, a destra nella foto. I corpi massicci sovrastanti, parzialmente coperti dalla vegetazione, sono formati dai depositi clinostatificati di *slope* della Formazione dello Sciliar (DSsl) in cui è possibile distinguere una serie di clinoforni, evidenziati dalle ombre, immergenti a nord. Superiormente, la successione della Dolomia Principale (DP).

In secondo piano, il Monte Corno costituito da Ignimbriti Riolitiche (GA), separate dalla successione sedimentaria triassica dalla linea di Tredena.

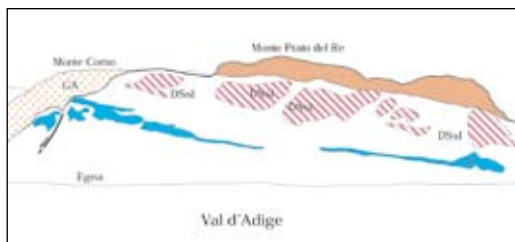




Fig. 18 - Ammoniti nelle facies di *slope* della Formazione della Sciliar. Località La Madrutta.

scritta lungo la strada statale che da Caldarò sale al Passo della Mendola (Fig. 15). Il rapporto stratigrafico fra le unità della Val d'Adige e le corrispondenti unità delle Dolomiti Occidentali sono evidenziate dallo schema dei rapporti stratigrafici (Fig. 8).

All'interno della Formazione dello Sciliar è stato possibile riconoscere un membro inferiore, avente caratteristiche prevalentemente subtidali, ed un membro superiore con una organizzazione ciclica peritidale (Fig. 15).

Nell'alta Val di Non, nell'area del Monte Ozol, lateralmente alla Formazione dello Sciliar si sviluppa una monotona successione di dolomie scure subtidali misurata nella sezione del Monte Ozol (Fig. 10). Tale successione ha caratteristiche sensibilmente diverse da quelle della Formazione dello Sciliar e, per spessore e continuità laterale, meriterebbe certamente il rango di formazione (Fig. 16). Una ulteriore variante delle facies di piattaforma interna tipiche della Formazione dello Sciliar è rappresentato da dolareniti e doloruditi, talora clinostratificate, di *slope* che costituiscono le pareti rocciose ad ovest di Magrè all'Adige e che rappresentano i depositi di scarpata raccordanti le facies di retroscogliera, tipiche della Formazione dello Sciliar, con le profonde aree bacinali (Figg. 2 e 6). Queste facies affiorano largamente nel versante idrografico destro (Fig. 6) ed in quello sinistro della Val d'Adige, nei settori compresi rispettivamente fra Magrè all'Adige, Cortaccia e cima La Madrutta (Fig. 17).

In quest'ultima località, lungo un sentiero che costeggia il suo versante meridionale, è stata analizzata una potente successione di dolareniti e doloruditi ad alghe verdi, frammenti di coralli, bioclasti, bivalvi, ammoniti (Fig. 18). Nella sezione di Cortaccia (Fig. 19) sono ri-

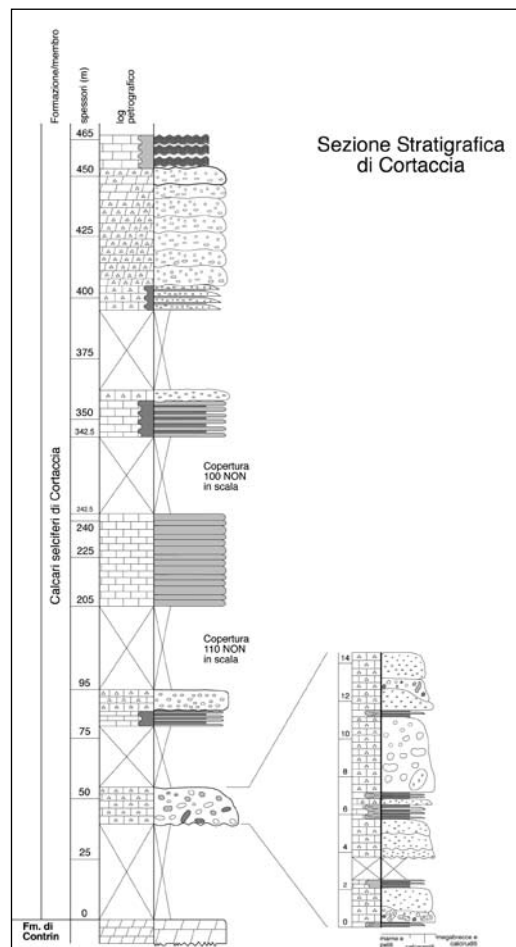


Fig. 19 – Sezione stratigrafica semplificata del bacino di Cortaccia. La successione evidenzia una concentrazione di depositi grossolani, come brecce e megabrecce, alla base probabilmente legate alla fase di attivazione tettonica distensiva che portò al collasso di porzioni del substrato (Formazione di Contrin) ed alla conseguente individuazione dell'area bacinale. Nella porzione superiore della successione la presenza di dolareniti registra una fase di progradazione della piattaforma (Formazione dello Sciliar) con conseguente "chiusura" del bacino di Cortaccia.

feribili alle facies di *slope* della Formazione dello Sciliar dolareniti e doloruditi in banchi metrici che si sovrappongono, senza un apprezzabile angolo di *downlap*, ai depositi bacinali dei Calcari selciferi di Cortaccia. Tali depositi vengono interpretati come il risultato di flussi gravitativi ad alta densità (flussi granulari sostenuti dalla pressione dispersiva intergranulare) che permettevano la messa in posto di corpi sedimentari con alti angoli di scarpata che, nel versante idrografico sinistro della Val d'Adige, a sud di Egna (M. Prato del Re), raggiungono i 20°-25° (Fig. 5). La continua messa in posto di materiale risedimentato lungo le paleoscarpate permetteva la rapida progradazione delle piattaforme ladiniche a spese di bacini costituiti dal *graben* di Cortaccia (Fig. 19) e, verso oriente, dal bacino delle Dolomiti Occidentali in cui, in questo momento, si depositavano i Knollenkalke della Formazione di Livinalongo.

Dal punto di vista biostratigrafico la Formazione dello Sciliar non ha fornito alcun fossile che permetta un suo inquadramento nel tempo né informazioni di tal genere sono disponibili nella letteratura esistente. Estr-

polando eventi litostratigrafici dalle limitrofe Dolomiti Occidentali si può affermare che base e tetto della Formazione dello Sciliar, rappresentati rispettivamente dal Calcare di Morbiac e dalle vulcaniti mediotriassiche, queste ultime sovrapposte direttamente all'unità nella sezione del Monte Ozol (Fig. 10), sembrano confinare all'intervallo illirico-longobardico l'intera successione.

Correlazioni litostratigrafiche permettono di riferire, almeno come ipotesi di lavoro, il membro subtidale della Formazione dello Sciliar all'intervallo Contrin - "Edificio inferiore"; la prima comparsa di facies peritidali corrisponderebbe allo Sciliar 1 e la massima fase di progradazione delle piattaforme (Fig. 15) allo Sciliar 2 di GIANOLLA *et al.* (1998).

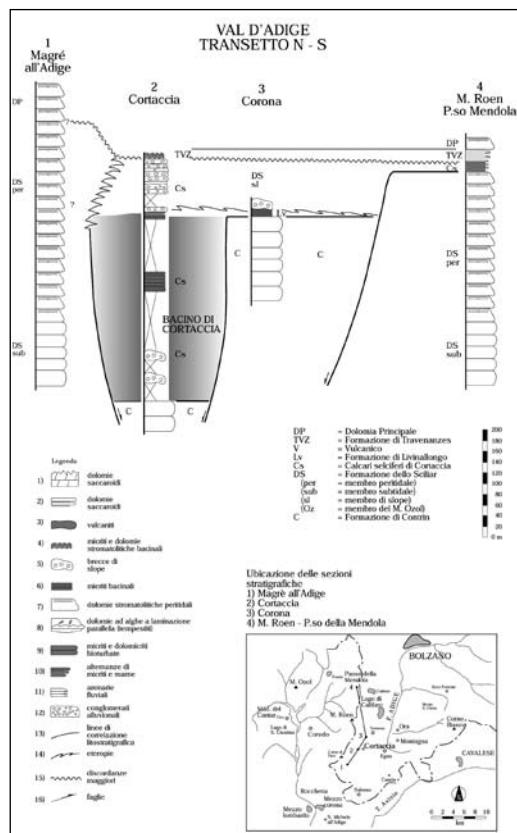
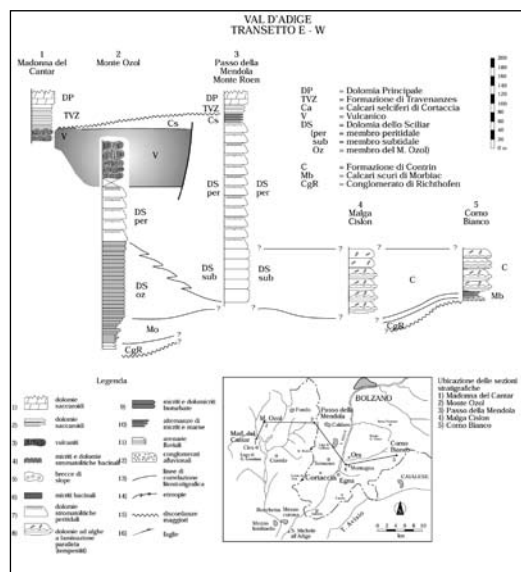


Fig. 20 a e b - Schemi dei rapporti stratigrafici dell'area di Cortaccia - Passo della Mendola. Transesti N-S ed E-W. Notare la progradazione dei depositi di *slope* e di piattaforma interna verso l'area bacinale.



Fig. 21 – Contatto erosivo fra un corpo di brecce proveniente dalle aree di piattaforma (spessore circa 250-300 cm) e la sottostante successione bacinale formata da marne, calcari marnosi e calcareniti grossolane-cla-ciruditi fini; la geometria irregolare della superficie di separazione dei due tipi di depositi è legata alle modalità caotiche di messa in posto delle brecce sedimentarie.

Dal punto di vista ambientale la sovrapposizione del membro peritidale al membro subtidale sembra indicare senza ambiguità un'evoluzione *shallowing* dell'unità. La colonna sintetica della formazione (Fig. 15, 15a) evidenzia tuttavia che il membro peritidale è caratterizzato dall'assenza di facies peritidali nei 40 metri intermedi e che un altro intervallo esclusivamente subtidale va da 190 a 220 m circa. La sezione del Passo della Mendola (Fig. 15) mostra, inoltre, che la minima profondità dell'ambiente deposizionale, corrispondente al più alto rapporto facies laminate peritidali/facies subtidali nell'ambito della sequenza di facies peritidale, sembra raggiunta a circa 300 m dalla base della formazione. Al di sopra di questa quota, la ricomparsa di dolomie subtidali sembra preludere all'annegamento della piattaforma che nella sezione del Monte Roèn è ricoperta dai Calcari selciferi di Cortaccia (Fig. 19). La mancanza di altre sezioni di controllo impedisce tuttavia di verificare la valenza regionale della tendenza evolutiva verticale della sezione del Passo della Mendola.

Gli allegati Fig. 20 a e b relativi alle variazioni laterali della formazione secondo due

transesti E-W e N-S. Tale schema illustra la geometria del bacino di Cortaccia e sarà discusso immediatamente sotto.

Calcari selciferi di Cortaccia

Segnalati per la prima volta in letteratura negli anni '60 (VENZO & FUGANTI, 1965) nell'area della Mendola come "calcari selciferi" e riferiti in quell'occasione al carnico, i Calcari selciferi di Cortaccia rappresentano una unità stratigrafica di nuova istituzione. È proprio il ritrovamento di questa successione bacinale dalle apparentemente buone proprietà naftogeniche, in un'area ritenuta dominio incontrastato di piattaforme carbonatiche, a suggerire lo studio stratigrafico dettagliato, corredato di carta geologica 1:90.000, della zona di Cortaccia (Fig. 2 & 3). I risultati conseguiti con questo studio hanno permesso di accertare che questa formazione rappresenta il riempimento di un *graben* mediotriassico che si apriva all'interno della coeva piattaforma della Formazione dello Sciliar. La sua base è costituita, nell'area depocentrale, dalla piattaforma "collassata" della Formazione di Contrin, ringiovanendo verso Nord dove, nell'area del Monte Roèn, sembra coeva delle vulcaniti del Ladinico su-



Fig. 22 – Alternanza di micriti bituminose nere e livelli centimetrici di microtorbiditi gradate. Notare la perfetta laminazione piano-parallela che denota la completa assenza di bioturbazione dei depositi.



Fig. 23 - La paretina visibile in alto nella foto consiste di dolareniti e doloruditi di *slope* che rappresentano una fase di rapida progradazione della piattaforma della Mendola che chiude in lato il bacino di Cortaccia. Una successiva fase di aumento del livello marino, forse collegato con l'evento vulcanico, comporterà una nuova fase di annegamento grazie alla quale le facies bacinali potranno nuovamente sovrapporsi alla piattaforma nell'area del Monte Roen. In basso, lungo la strada che unisce Cortaccia a Favogna, affiorano i depositi bacinali dei Calcari selciferi di Cortaccia.

periore. Il suo tetto è rappresentato dal pendio deposizionale della Formazione dello Sciliar che progradà sul truogolo bacinale suturandolo. Nell'area del Passo della Mendola la formazione sembra invece direttamente ricoperta dalla Formazione di Travenanzes. La sezione di riferimento è stata misurata lungo la carrozzabile che da Cortaccia sale a Favogna. Tale sezione (Fig. 19), pur nella estrema frammentarietà degli affioramenti, ha tuttavia permesso di valutare in circa 400 m lo spessore totale della formazione e di analizzare le facies presenti nell'unità attraverso lo studio di dettaglio dei diversi spezzoni affioranti.

I Calcari selciferi di Cortaccia sono caratterizzati da una classica successione di litofacies bacinali che annoverano micriti scure e bituminose, potenti bancate di megabrecce e calcareniti bioclastiche gradate, torbiditi fini laminate, micriti scure laminate e dolomie stromatolitiche bacinali. I depositi più grossolani come le bancate di mega-

brecce (Fig. 21) e la calcareniti bioclastiche si concentrano nella porzione inferiore della successione bacinale, connessi con l'attivazione delle faglie dirette che portarono all'individuazione del bacino di Cortaccia; la presenza di numerosi clasti extra bacinali, già litificati, in questa parte inferiore della successione deporrebbe a favore di questa interpretazione. La successione sedimentaria nella porzione mediana è costituita dall'alternanza di litofacies relativamente fini come micriti scure laminate e torbiditi fini (Fig. 22), interpretati entrambi come depositi di risedimentazione ad opera di flussi torbiditici. Dolareniti e doloruditi affiorano anche nella parte sommitale della successione di Cortaccia dove costituiscono la "chiusura" del bacino (Fig. 23).

I depositi più grossolani che si scaricavano nei bacini ad opera di flussi gravitativi sono stati suddivisi sulla base della loro granulometria e della provenienza dei materiali risedimentati in: megabrecce a clasti di piattaforma e bacinali, calcareniti e calciruditi torbiditiche e torbiditi fini laminate. È opportuno ricordare che le dolareniti e doloruditi di *slope* che chiudono in alto la successione sono state riferite alla Formazione dello Sciliar e lì descritte.

Per una più dettagliata trattazione di questi depositi si rimanda ad un altro lavoro attualmente in preparazione (MASETTI & TROMBETTA, *in press*).

L'analisi della evoluzione verticale della formazione è ostacolata dalla grande discontinuità degli affioramenti ben visibile nella sezione stratigrafica (Fig. 19).

Ciò premesso, gli eventi sedimentari registrati nella colonna sono il rilascio di megabrecce, più frequenti nella porzione inferiore dell'unità, in corrispondenza di periodi di attività delle faglie che delimitavano il *graben* sinsedimentario di Cortaccia. Dopo un apparente periodo di quiescenza dell'attività tettonica, registrato nella parte mediana della sezione, la chiusura del bacino è realizzata dalla rapida progradazione, da Nord verso Sud, delle facies di scarpata della Formazione dello Sciliar (Figg. 19 e 23).

La chiusura del bacino è realizzata dalla, più volte ricordata, fase di progradazione



Fig. 24 - Depositi vulcanici al tetto della Formazione della Mendola nella sezione del M. Ozol; visibili, nella parte intermedia, tufiti in strati di dello spessore di 10-20 cm.

della piattaforma; la nuova sovrapposizione di depositi bacinali alle facies interne della Formazione dello Sciliar nell'area del Monte Roen è presumibilmente da mettere in relazione con un'attività vulcanotettonica responsabile della creazione di piccoli *graben* (Fig. 2 & 3) nei quali si mescolavano depositi sedimentari bacinali e vulcaniti sottomarine.

Agli eventi vulcanici segue un lungo periodo di permanenza in condizione subaeree responsabile dell'*unconformity* carnica di portata regionale, alla quale si sovrappone direttamente la Formazione di Travenanzes.

Vulcaniti triassiche andesitico-basaltiche

Vulcaniti collegate al ciclo vulcanico mediotriassico, ben conosciuto in Dolomiti ed attribuito al Ladinico superiore sono

documentate in vari settori della Val d'Adige. Nell'area considerata le manifestazioni vulcaniche consistono di più colate laviche sovrapposte il cui massimo spessore totale raggiunge 80-100 m nella zona del Monte Ozol (Fig. 10). Da qui i corpi lavici si assottigliano gradualmente fino a scomparire verso nord (AVANZINI *et al.*, 2007). Le vulcaniti sono composte da lave andesitico-basaltiche, alterate e spesso fratturate, di colore variabile dal grigio bruno al violetto. Queste vulcaniti mostrano struttura porfirica, con plagioclasio zonato, augite e fenocristalli di anfiboli in una matrice costituita essenzialmente da plagioclasio. I dati geochemici suggeriscono affinità da calc-alcalina a shoshonitica, in accordo con quanto è stato accertato per le coeve vulcaniti dolomitiche. Nella maggior parte degli affioramenti sono visibili strutture di esfoliazione concentriche interpretate in passato come *pillows*. Questo tipo di strutture, come è noto, è tipico di colate sottomarine che sembrerebbero incompatibili con le alterazioni subaeree talora presenti al tetto dei singoli episodi di colata. Il problema è quindi ancora aperto, anche se le litofacies sedimentarie associate,



Fig. 25 - Panoramica della cava abbandonata in località Madonna del Cantar dove è stata misurata la sezione omonima. In evidenza il limite superiore delle peliti rosse della Formazione di Travenanzes che passa superiormente alla parete della Dolomia Principale. Ripresa fotografica dalla strada per il Monte Ozol.

talora strettamente, alle vulcaniti farebbero propendere per una loro natura sottomarina. Una loro genesi sottomarina sarebbe anche suggerita dalla presenza di tufiti in strati di modesto spessore interpretate come messe in posto da flussi gravitativi (Fig. 24). Gli elementi sopra riportati, che evidenziano le variazioni laterali della Formazione dello Sciliar, portano a ritenere che l'attività effusiva avvenisse all'interno di piccoli graben.

Formazione di Travenanzes

La Formazione di Travenanzes recentemente istituita nei recenti Fogli Geologici Cortina (NERI *et al.*, 2007) ed Appiano (AVANZINI *et al.*, 2007), in sostituzione della precedente Formazione di Raibl, nell'area considerata affiora localmente a Ruffrè ed al Passo della Mendola dove è presente con un livello di conglomerati (spessore 3-4 m) con ciottoli prevalentemente calcarei e più raramente quarzosi, il cui diametro massimo può raggiungere i 10 cm. Sono presenti anche subordinati clasti spigolosi di selce nera, grigia o rossa. La matrice è costituita da dolomia cristallina, grigia o rosastrea. Dove il conglomerato di base non è presente (dintorni di Cles) la Formazione di Travenanzes presenta alla base alternanze policrome di dolomie e peliti che si sovrappongono direttamente alle lave del Ladinico superiore.

Quest'ultima situazione caratterizza anche la sezione misurata in dettaglio in località Madonna del Cantar, nei pressi di Cles (Val di Non). In questa località è magnificamente esposta in una cava abbandonata (Fig. 25) tutta la Formazione di Travenanzes che ricopre in discordanza le lave ladiniche e fa transizione verso l'alto alla Dolomia Principale. In mancanza di qualsiasi evidenza di tipo biostratigrafico, l'attribuzione alla Formazione di Travenanzes è stata effettuata per inquadramento stratigrafico; tuttavia, stante la grande entità della sottostante lacuna, sarebbe opportuna la ricerca e l'acquisizione di ulteriori dati biostratigrafici. La Formazione di Travenanzes qui affiorante ha uno spessore di 55 m ed è riferibile da un ambiente deposizionale di acqua bassa

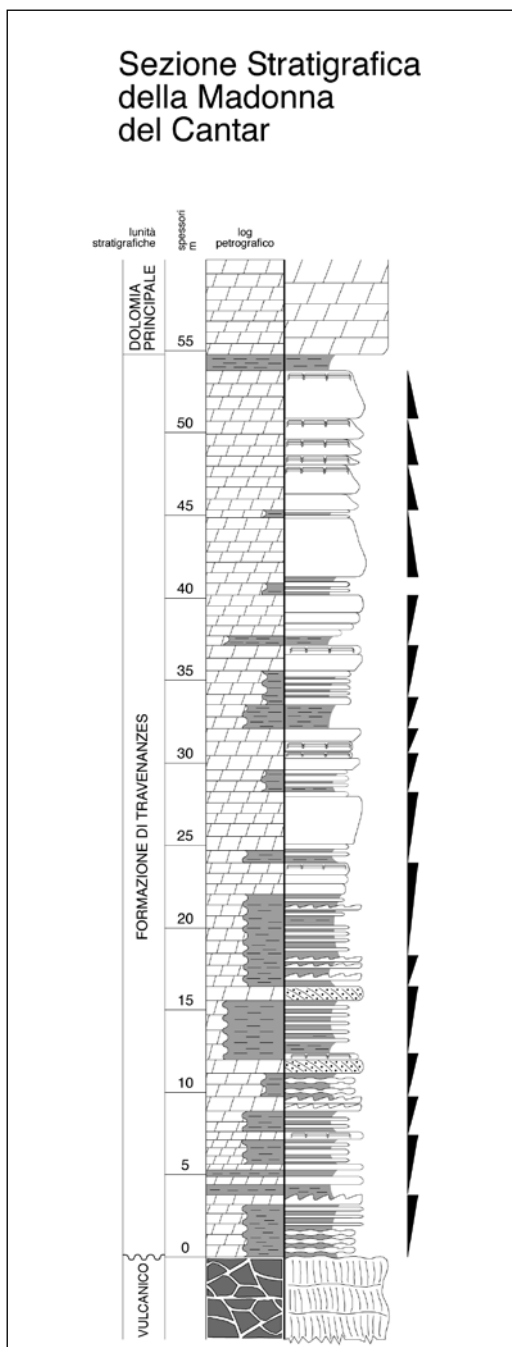


Fig. 26 – Sezione stratigrafica della Madonna del Cantar. In evidenza la successione ciclica della Formazione di Travenanzes compresa fra le vulcaniti medio-triassiche, alla base, e la Dolomia Principale al tetto.

in cui si alternava ciclicamente la deposizione di carbonati e di pelite (Fig. 26).

Dolomia Principale

Questa unità affiora estesamente lungo i versanti della Val d'Adige dove presenta uno spessore ridotto a soli 230-250 metri (Fig. 9); lo spessore complessivo è stimabile all'imbocco della Val Vela, nei pressi di Trento, dove la Dolomia Principale si sovrappone in discordanza alla Formazione della Mendola e passa superiormente ai Calcari Grigi (Fig. 21). Più a nord, nella zona compresa fra l'imbocco della Val di Non e Magré all'Adige, la Dolomia Principale giace in discordanza angolare sopra la Formazione dello Sciliar (Fig. 9). Nel complesso, la formazione consiste di una successione dei classici cicli peritidali metrici composti, dal basso verso l'alto, dalle seguenti litofacies:

- a) dolareniti bioclastico-intraclastici, spesso canalizzati. Costituisce il *lag* basale formando strati di 20-30 cm di spessore a struttura gradata e geometrie lenticolari con base erosiva e limite superiore transizionale;
- b) dolomie subtidali massicce vacuolari di colore grigio chiaro, contenenti bivalvi, gasteropodi, dasycladacee, foraminiferi, ostracodi, peloidi ed intraclasti. Rappresenta la porzione subtidale del ciclo caratterizzata dall'intensa bioturbazione e dalla presenza di modelli interni di megalodonti. Degno di nota è l'affioramento ubicato lungo la strada che collega Favogna di sotto con Favogna di sopra, dove sono presenti megalodontidi riempiti di *silt* giallo-rossastro proveniente dal cappello diagenetico sovrastante (Fig. 22).
- c) dolomie con laminazioni parallele o debolmente ondulate di origine microbiana e con cavità fenestrali allungate parallelamente alla superficie di stratificazione. Si tratta di *bindstones* algali e di *wackestones* pellettiferi e, più raramente, bioclastici con rari foraminiferi. In questo intervallo sono frequenti cavità di dissoluzione strato-concordanti, di spessore centimetrico, riempite sia da cementi fibroso raggiati che da dolosiltiti laminate.

Talora nella parte superiore del ciclo si osserva lo sviluppo di un cappello diagenetico con strutture a *tepee* e pisoi di vadosi, sia rimaneggiati che accresciuti in posto. Il cappello diagenetico può avere spessore variabile da pochi cm ad oltre 50 cm, ed è costituito da strutture a *tepee* o da paleosuoli rossastri e verdastri. I paleosuoli rossastri si trovano spesso associati con brecce a clasti appiattiti e con una frazione argillosa; presenti, inoltre, spalmature di ossidi di ferro associate a dolomicriti. Localmente, il tetto della Dolomia Principale è caratterizzato dalla presenza di cicli peritidali nei quali la porzione subtidale è costituita da calcari neri o grigio scuri con abbondanti solfuri e unità inter-sopratidali che mostrano evidenze di paleocarsismo. Cavità di dissoluzione molto ampie, veri e propri condotti paleocarsici, si sviluppano a più livelli della formazione riempiti da siltiti o dolosiltiti rossastre laminate. Alcuni di questi condotti, con diametri plurimetrici, sono visibili lungo la strada statale delle Palade tra Fondo e Tret, nell'alta Val di Non. Il limite superiore è di solito netto e, nell'area rilevata, in dettaglio è caratterizzato da un'importante superficie di discordanza alla quale si sovrappone direttamente il Rosso Ammonitico con la completa elisione dei Calcari Grigi.

Calcari Grigi

Questa classica unità del giurassico inferiore della Piattaforma di Trento è completamente assente per lacuna nell'area rilevata in dettaglio, ricomparendo solo ad occidente della linea Mezzolombardo-Taio ed in prossimità della Rocchetta. In quest'ultima località affiora con ottima esposizione una sezione stratigrafica che ha permesso di suddividere i Calcari Grigi nei tre classici membri, analogamente a quanto già conosciuto in letteratura per le classiche aree di affioramento della Piattaforma di Trento (Bosellini & Broglio Loriga, 1971; Masetti *et al.*, 1996; Masetti *et al.*, 1998).

Lo spessore complessivo dei Calcari

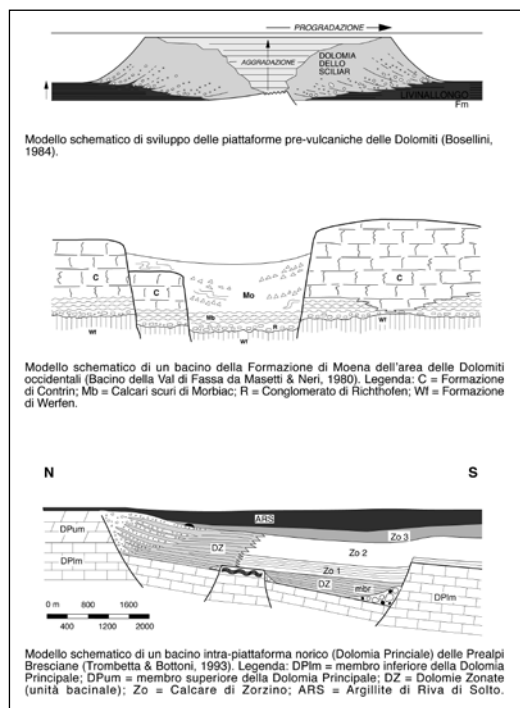


Fig. 27 - Modello schematico di un bacino della Formazione di Moena dell'area delle Dolomiti occidentali (Bacino della Val di Fassa da Masetti & Neri, 1980). Legenda: Mo = Formazione di Moena; C = Formazione di Contrin; Mb = Calcarei scuri di Morbiasc; R = Conglomerato di Richthofen; Wf = Formazione di Werfen.

Modello schematico di un bacino intra-piattaforma norico (Dolomia Principale) delle Prealpi Bresciane (Trombetta & Bottoni, 1993). Legenda: fe = "facies eteropiche della Dolomia Principale"; Zo = Calcare di Zorzino; ARS = Argillite di Riva di Solto.

Grigi nella sezione della Rocchetta è di circa 200 m.

Rosso Ammonitico Veronese

Riferibile all'intervallo Bajociano-Titoniano, questa classica formazione della Tetide mediterranea consiste di micriti nodulari rosastre frequentemente con parziale dolomitizzazione. Nell'area studiata questa unità affiora solamente nella zona di Favogna. La sua porzione inferiore è marcatamente nodulare e contiene una abbondante frazione argillosa rosso bruna. A circa 6 metri dalla

base la frazione argillosa diminuisce e la formazione assume l'aspetto dell'unità selcifera che frequentemente suddivide in due parti, inferiore e superiore, il Rosso Ammonitico in larghi settori delle Alpi Venete. Si tratta di micriti rosse selcifere a bivalvi pelagici, in straterelli tabulari di 15-20 centimetri di spessore. Il contenuto paleontologico è caratterizzato da fine detrito di Saccocoma, aptici, radiolari e frequenti modelli interni di ammoniti. Lo spessore complessivo è di circa 20-30 m.

Analisi del Bacino di Cortaccia

Il rilevamento di campagna, integrato dalla misura di sezioni stratigrafiche e dall'osservazione delle geometrie deposizionali consentita dal buon grado di esposizione dei due fianchi della Val d'Adige, ha permesso una buona ricostruzione della evoluzione paleogeografia e paleostrutturale del Bacino di Cortaccia ostacolata solamente da qualche placca morenica e dal sovrascorrimento di Termeno-Vigo di Ton che rende problematica l'osservazione del margine occidentale del bacino (Fig. 2 e fig. 6).

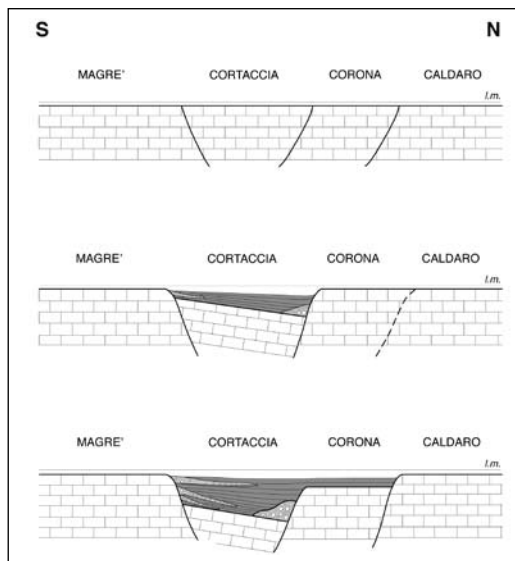


Fig. 28 – Evoluzione tettono-sedimentaria triassica del bacino di Cortaccia.

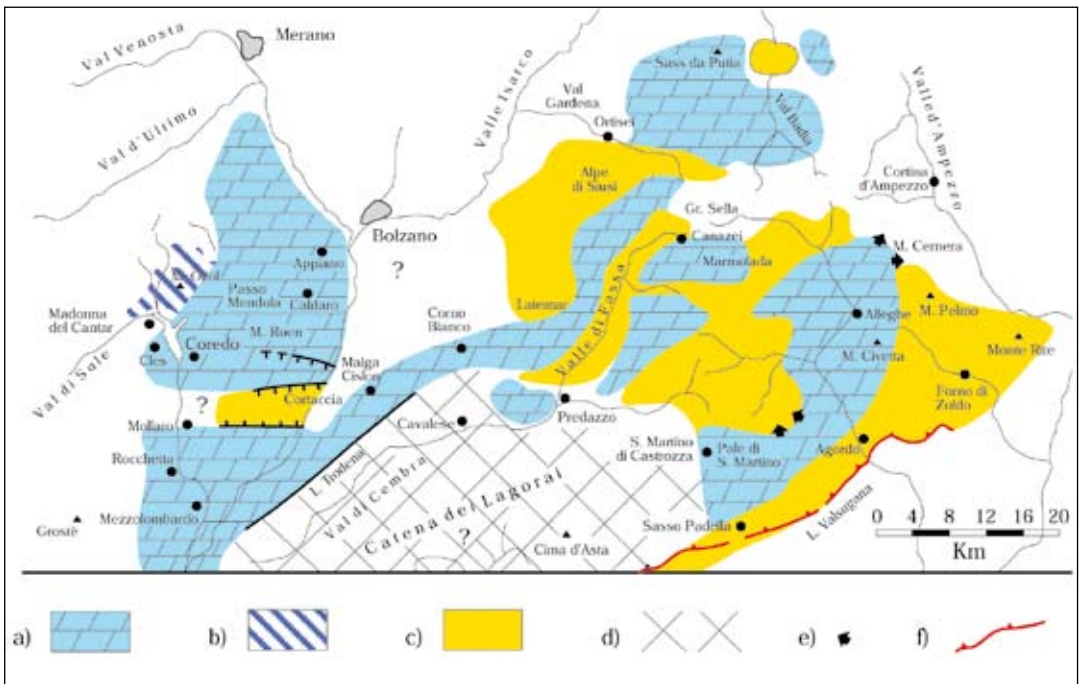


Fig. 29 – Paleogeografia della Formazione di Contrin, della Formazione di Moena e dei Calcari selciferi di Cortaccia. a) piattaforma carbonatica (Formazione di Contrin e Formazione dello Sciliar); b) piattaforma carbonatica profonda (Formazione dello Sciliar/membro del M. Ozol); c) aree bacinali (Formazione di Moena e Calcari selciferi di Cortaccia); d) aree emerse; e) clinostratificazioni; f) faglie e paleofaglie.

La Val d'Adige rappresenta una sezione naturale dalla quale è possibile osservare la natura asimmetrica del bacino, interpretabile come un *semi-graben* del tutto simile a quelli conosciuti nel Triassico medio delle Dolomiti Occidentali (Bacini della Formazione di Moena; MASETTI & NERI, 1980; Fig. 27) e del Triassico superiore sempre nell'area delle Giudicarie (bacini norici delle Prealpi Bresciane; PICOTTI & PINI, 1989; TROMBETTA, 1992; TROMBETTA & BOTTONI, 1993; Fig. 27). Dal punto di vista stratigrafico è importante sottolineare che la tettonica mediotriassica responsabile dell'individuazione del Bacino di Cortaccia sembra intervenuta solo al tetto della Formazione di Contrin stante l'uniformità di spessori e facies che questa unità presenta nell'area (Fig. 27). Sulla base di elementi bio- e litostratigrafici più sopra esposti è possibile mettere in

relazione l'apertura del Bacino di Cortaccia con l'attivazione di quella violenta tettonica distensiva che nelle Dolomiti porta all'annegamento precoce di alcuni settori della Piattaforma del Contrin ed alla messa in posto di corpi di megabreccia nei truogoli bacinali della Formazione di Moena (Fig. 27). La vistosa fase di progradazione della piattaforma documentata dalle facies di *slope* che si sovrappongono ai Calcari selciferi di Cortaccia (Fig. 28 e Fig. 20a e b) è verosimilmente correlabile con lo Sciliar 2 di DE ZANCHE *et al.* (1993) ed il tetto della successione sembra invece coevo delle vulcaniti del Longobardico che si interdigitano ai sedimenti bacinali nella sezione del Monte Roen.

Il margine meridionale del bacino è rappresentato da corpi clinostratificati di *slope* formati da doloareniti e doloruditi (Fig. 28 b e c; Fig. 19).

Tali corpi presentano una forma piano-concava verso l'alto e tendono ad assottigliarsi verso il bacino; la lunghezza degli *slope* clinostratificati é dell'ordine di circa 1,5-2,0 km, lo spessore nelle aree prossime alle piattaforme (cioé verso sud) é di circa di 3-400 m, mentre nelle aree più distali la potenza si riduce a 20-25 m. Il margine settentrionale del bacino é caratterizzato da una scarpata di faglia (*master-fault*) quasi verticale, a direzione circa E-W ed immergente verso sud, al piede della quale sono conservati accumuli di brecce e megabrecce (Fig. 28). Tali corpi di breccia sono più frequenti nella parte inferiore della successione bacinale di Cortaccia, probabilmente connessi ad un'attivazione del margine che si sarebbe poi disattivato con il successivo annegamento del settore di piattaforma carbonatica a nord, corrispondente alla località di Corona. Quest'ultimo blocco di piattaforma annegato sarebbe delimitato verso nord da una paleofaglia, a direzione circa E-W, coincidente con la Valle dell'Inferno ad ovest di Termeno.

Conclusioni

Il quadro paleogeografico delle Dolomiti Occidentali durante il Ladinico inferiore era caratterizzato da imponenti piattaforme carbonatiche - che attualmente costituiscono alcune delle montagne più conosciute come le Pale di San Martino, le Pale di San Luca, il Catinaccio, lo Sciliar, la Marmolada, il Latemar, ecc. - separate da stretti e profondi bacini dove si instaurarono condizioni di scarsa circolazione delle acque con conseguente anossia dei fondali e deposizione di sedimenti ricchi in sostanza organica (Formazione di Moena e membro dei Plattenkalke della Formazione di Livinallongo, Fig. 29). Le zone circostanti come la Val d'Adige erano da sempre ritenute aree relativamente stabili dove le condizioni di piattaforma carbonatica sarebbero continuate per tutta la durata del Ladinico. Tuttavia lavori effettuati negli anni '60 avrebbero rivelato la presenza di sedimenti ricchi in sostanza organica

("Scisti selciferi di Cortaccia" di FUGANTI & VENZO, 1965) e, quindi, la presenza di aree a sedimentazione bacinale che interrompono la piattaforma della Dolomia dello Sciliar. Le interessanti caratteristiche naftogeniche degli Scisti selciferi di Cortaccia hanno costituito il motivo principale di questo rilevamento geologico volto alla delimitazione delle aree di affioramento dei depositi bacinali ladinici ed alla comprensione dei rapporti con le circostanti aree di piattaforma (Formazione dello Sciliar). L'analisi dell'area ha consentito di evidenziare un inedito modello ambientale controllato da una attiva tettonica sin-sedimentaria del tutto differente rispetto ai modelli conosciuti nella coeva area dolomitica dove gli edifici carbonatici sono costituiti principalmente da brecce e megabrecce di scarpata con ristrette aree di piattaforma interna (*back-reef*); la geometria e l'evoluzione delle piattaforme pre-vulcaniche ladiniche delle Dolomiti é essenzialmente controllata dalle variazioni eustatiche del livello marino (Fig. 27). Viceversa, l'evoluzione del coevo Bacino di Cortaccia sembra più simile a quella di altri bacini intra-piattaforma conosciuti nel record geologico delle Alpi Meridionali come i casi del Triassico medio delle Dolomiti Occidentali (Bacini della Formazione di Moena; MASETTI & NERI, 1980; Fig. 27) e del Triassico superiore sempre nell'area delle Giudicarie (bacini norici delle Prealpi Bresciane; PICOTTI & PINI, 1989; TROMBETTA, 1992; TROMBETTA & BOTTONI, 1993; Fig. 27). Lo studio, quindi, di questo seppur limitato settore della Val d'Adige costituisce un piccolo ma significativo contributo alle conoscenze del quadro della paleogeografia del Ladinico dell'area dolomitica non ancora completamente conosciuto.

Ringraziamenti

Desideriamo ringraziare l'ENI/AGIP per aver concesso l'autorizzazione alla pubblicazione dei dati; in particolare il Dott. Roberto Fantoni e Paolo Scotti per le stimolanti discussioni sul terreno e per averci supportato durante tutta la fase della ricerca. Ancora si

ringrazia il Dott. Marco Avanzini per averci accompagnato nella zona per illustrarci i risultati relativi a rilevamenti di aree limitrofe (Foglio Appiano).

Si ringrazia il Dott. Enrico Trevisani per averci incoraggiato alla preparazione del presente lavoro ed averlo accolto nella rivista del Museo. Infine, uno degli autori ringrazia le amiche Barbara e Letizia per averlo accompagnato durante un tour fotografico nella scorsa estate.

Bibliografia

- ANDREATTA, 1948 – La tettonica a vortici nei monti della Val di Sole. *Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sci. Fis. mat. Nat.*, 5: 60-67.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER G. & SAPELZA A., 2007 – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 026 Appiano. Scala 1:50.000. *Servizio Geologico d'Italia*.
- BONI A., 1964 - La ligne judicarienne et la limite nord-ouest de l'Apennin Septentrional. *Geol. Rundschau*, 53(1): 84-100.
- BONI A., 1981 - Note giudicariensi. 1) La struttura geologica attorno alla Linea delle Giudicarie. 1b) La struttura geologica a levante della Linea delle Giudicarie. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 29: 88-114.
- BOSELLINI A., 1968 - Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali. *Mem. Acc. Naz. Lincei*, (8) 9: 3-32.
- BOSELLINI A., 1984 – Progradation geometries of carbonate platforms: examples from Triassic of the Dolomites (Northern Italy). *Sedimentology*, 31: 1-24.
- BOSELLINI A., 1989 – La storia geologica delle Dolomiti. *Edizioni Dolomiti*, 148 pp.
- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C., 1971 - I "Calcarei Grigi" di Rotzo (Giurassico inferiore, Altopiano d'Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete. *Ann. Univ. Ferrara*, IX (5): 1-61.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R., 1988 – Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps. *Min. Petr. Acta* (1987): 287-310.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R., 1980 - Struttura e significato della Linea delle Giudicarie Sud. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2: 29-32.
- DAL CIN R., 1967 - Sull'ambiente di sedimentazione di alcuni affioramenti di Conglomerato di Richthofen della Val Gardena e della Val Badia (Alto Adige). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 73: 165-203.
- DE SITTER, 1956 – A comparison between the Lombardy Alps and the Dolomites, in connection with the excursion of the "Società Geologica Italiana" to the Western Dolomites in September 1955. *Geologie en Mijnbouw*, 18: 70-77.
- DE ZANCHE V., FRANZIN A., GIANOLLA P., MIETTO P. & SIORPAES C., 1992 - The Piz da Peres section (Valdaora, Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites (Italy). *Eclogae geologicae Helvetiae*, 85 (1): 127-143.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SIORPAES C. & VAIL P. R., 1993 - Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). *Mem. Sc. Geol.*, 45: 1-27.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A., 1987 - Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geol. Rundschau*, 76: 735-754.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P., 1998 - Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. In: de Graciansky P., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins*, *SEPM Spec. Pubbl.*, 60: 720-747.
- LEONARDI P., 1967 – Le Dolomiti: Geologia dei monti fra Isarco e Piave. *Edizioni Manfrini*, pp. 1019.
- LAUBSCHER, 1971 – Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. *Geol. Rdsch.* 60: 813-833.
- LAUBSCHER, 1990 – The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3 D material balance considerations and regional consequences. *Tectonophysics*, 176: 103-121.
- MASETTI D. & NERI C., 1980 - L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti occidentali): sedimentologia e paleogeografia. *Ann. Univ. Ferrara*, N. S. Sez. 9, 3: 127-155, Ferrara.
- MASETTI D. & TROMBETTA G.L., 1998 – L'eredità Anisica nella nascita ed evoluzione delle piattaforme medio triassiche delle Dolomiti occidentali. *Mem. Sci. Geol.*, 50: 213-237.
- MASETTI D., CLAPS M., AVANZINI M., GIACOMETTI A. & PIGNATTI P., 1996 - I Calcarei Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete). *Guida all'escursione, 78° Riunione Estiva S.G.I.*
- MASETTI D., CLAPS M., AVANZINI M., GIACOMETTI A. & PIGNATTI P., 1998 - I Calcarei Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete). *Atti Tic. Sc. Terra*, 40: 139-183.
- MOJSISOVICS E.M. VON, 1879 – Die Dolomit – Riffe von Südtirol und Venetien. *Hölder, Wien*, 551 pp.
- NERI C., GIANOLLA P., FURLANIS S., CAPUTO R. & BOSELLINI A., 2007 - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio Cortina d'Ampezzo 029. Scala 1:50.000. *Servizio Geologico d'Italia*.
- Ogilvie Gordon M. M. UND Pia J. 1940 - Zur Geologie der Langkofelgruppe in der Südtiroler Dolomiten. *Mitt. Alpenland. Geol. Ver.*, 32, (1939): 1-78.

- OGNIBEN, 1986 - Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti. *Studi Trent. Sc. Nat., Acta Geologica*, 63, 1-165.
- PIA J., 1937 - Stratigraphie und Tektonik der Dolomiten von Prags. 248 pp., *Selbstverlag*, Wien.
- PICOTTI V. & PINI G.A., 1988 - Tettonica sinsedimentaria norica del settore compreso fra il Lago d'Idro ed il Lago di Garda. *Rend. Soc. Geol. It.*, 11: 225-230.
- PICOTTI V., AVANZINI M., BARGOSSO G.M., CUCATO M., MORELLI C., RINALDO M. & TOMASONI R., in press - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 043 Mezzolombardo. Scala 1:50.000. *Servizio Geologico d'Italia*.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E., 1979 - Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). *Mem. Soc. Geol. It.*, 18 (1978): 63-92.
- PROSSER G. & SELLI L., 1991 - Thrusts of the Mezzocorona - Mendola Pass area (Southern Alps, Italy): structural analysis and kinematic reconstruction". *Boll. Soc. Geol. It.*, 110: 805-821.
- RINALDO M. & JADOUL F., 1992 - La successione Anisico sup. - Carnica delle Dolomiti di Brenta (Trentino Occidentale). *St. Trent. Sc. Nat., Acta Geologica*, 69: 93-118.
- TREVISAN, 1938 - Il fascio di fratture tra l'Adige e la Linea delle Giudicarie e i suoi rapporti con il massiccio intrusivo dell'Adamello. *Studi Trent. Sc. Nat.*, 19(2): 177-188.
- TROMBETTA G.L., 1992 - Tettonica transtensiva, bacini di pull-apart e sedimentazione nel Norico delle Prealpi Bresciane. *Atti Tic. Sc. Terra*, 35: 127-138.
- TROMBETTA G.L. & BOTTONI D., 1993 - Analisi di facies ed evoluzione sedimentaria in 3D in un bacino intra-piattaforma nel Norico della Lombardia. *Mem. Sci. geol.*, 45: 149-164.
- VAN BEMMELEN, 1967 - Fenomeni geodinamici. *Mem. Geopaleont. Univ. Ferrara*, 1/III (11): 253-357.
- VECCHIA O., 1957 - Significato del fascio tettonico Giudicario Atesino. Dal Benaco a Merano: un problema geologico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 76 (1): 81-135.
- VENZO & FUGANTI, 1965 - Il Trias della Mendola (Trentino-Alto Adige). *Studi Trentini Sc. Nat., sez. A.*, 42: 55-86.